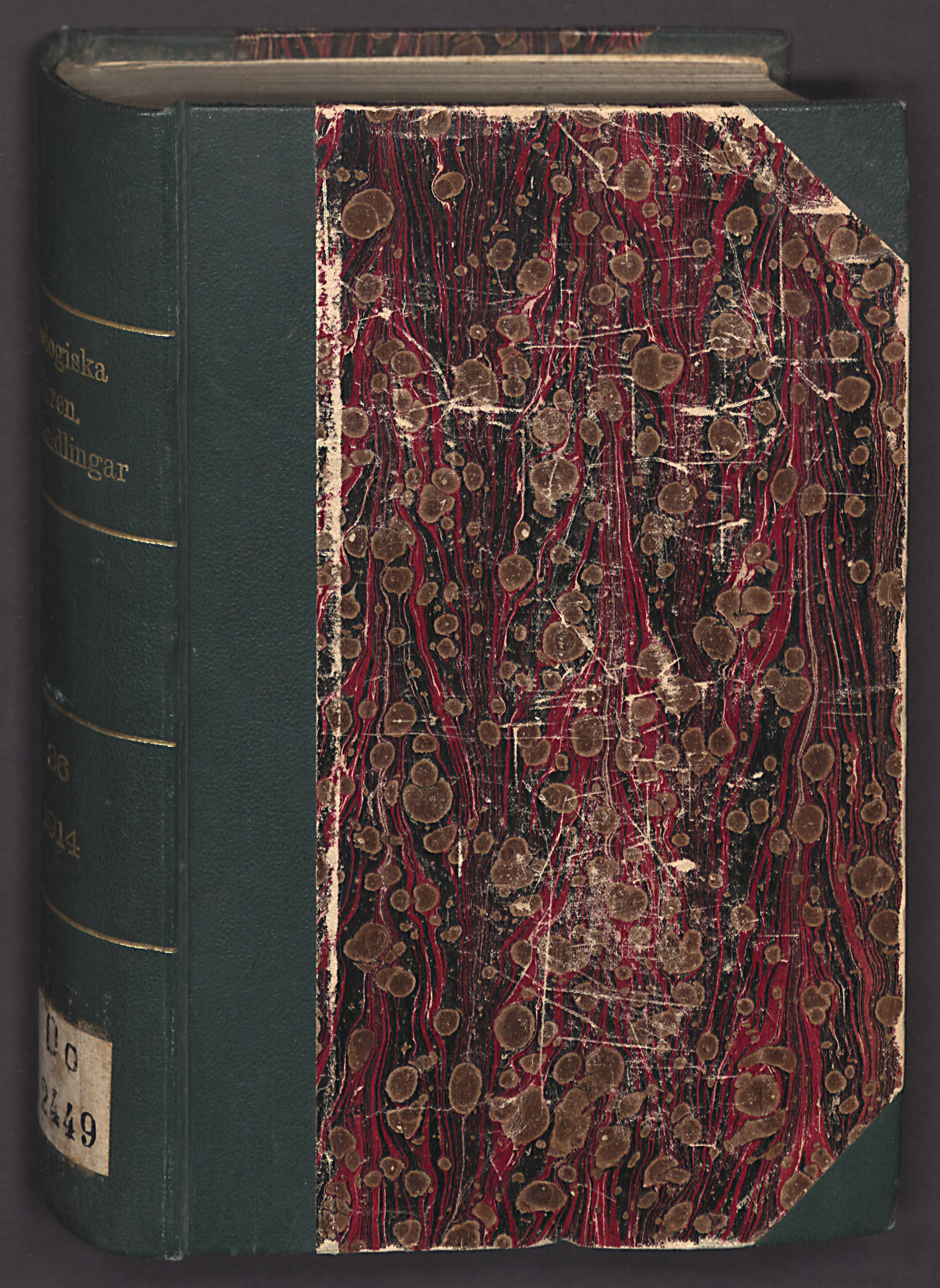


…logiska
…ören.
…andlingar
36
1914
Oo
2449

Geologiska
Fören.
Förhandlingar

36
1914

GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I

STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR

TRETTIONDESJÄTTE BANDET

(ÅRGÅNGEN 1914)

MED 11 TAFLOR OCH TALRIKA FIGURER I TEXTEN

STOCKHOLM 1915
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER
140222




POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
II 15005

Innehållsförteckning.

Anm. F. efter en titel utmärker ett hållet *föredrag*.
R.F. » » » » *referat* af ett hållet *föredrag*.
N. » » » » en *notis*.
U. » » » » en *uppsats*.

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatsers innehåll.

Uppsatser, notiser, föredrag och diskussionsinlägg.

Referat.

Förteckning på Taflorna.

Rättelser.

Sid. 35, rad 8 nedifrån står Thorium Ca läs Thorium C_2
» 45, » 12 uppifrån » Nordenskjöld » Nordenskiöld
» 57, » 20 » » Fletscher » Fletcher
» 65, » 8 nedifrån » Stunde » Sekunde
» 92, » 4 » » osv. » usw.
» », » 19 » » 0.21 | 1.690 » 0.19 | 1.530
I analystabellen å sid. 187 står i analys I för TiO_2 0.96, läs 0.69
» » » » » » för summan af analys II 100.00 läs 100.37
» » » » » » » » » » III 100.00 » 100.33
» » » » » » » » » » IV 99.95 » 99.86
Sid. 190, rad 3 nedifrån står breccian. läs dioriten
» 491, » 9 uppifrån » på tvären, » på längden
» 494, » 11 » » $^1/_{10}$, » $^{10}/_1$.



GEOLOGISKA FÖRENINGEN

I

STOCKHOLM.

Jan. 1914.

Styrelse:

Hr H. MUNTHE. Ordförande.
Hr A. GAVELIN. Sekreterare.
Hr K. A. GRÖNWALL. Skattmästare.
Hr H. BÄCKSTRÖM.
Hr P. A. GEIJER.

Korresponderande Ledamöter:

Anm. Siffrorna angifva årtalet för inval som Korresp. Ledamot.

Adams, Frank D. Ph. Dr, Professor. 11 .... Montreal.
Barrois, Ch. Professor. 11 .... Lille.
Brückner, E. Dr, Professor. 11 .... Wien.
Geikie, A. Dr, f. d. Chef för Storbritanniens Geolog. Undersökning. 89 .... Haslemere, Surrey.
Geikie, J. Dr, Professor. 89 .... Edinburgh.
Groth, P. Dr, Professor. 89 .... München.
Heim, A. Dr, Professor. 11 .... Zürich.
Van Hise, Ch. R., Professor. 11 .... Madison.
Kemp, J. F. Professor. 11 .... New York.
Lapworth, C. Professor. 89 .... Birmingham.
Penck, Alb. Dr, Professor. 11 .... Berlin.
Suess, E. Dr, Professor. 89 .... Wien.
Teall, J. J. H. Chef för Storbritanniens Geolog. Undersökning. 03 .... London.
Tschermak, G. Dr, Professor. 03 .... Wien.
Walcott, Ch. D. Professor. 11 .... Washington.

Ledamöter:

Anm. 1. Tecknet * utmärker *Ständiga Ledamöter* (jfr stadgarna, § 8).
2. Siffrorna angifva årtalet då Ledamot i Föreningen inträdt.

H. K. H. Kronprinsen. 99.
Abenius, P. W. Fil. Dr, Lektor. 86 .... Örebro.
Adde, P. A. F. d. Kapten. 98 .... Stockholm.
Afzelius, K. Fil. Mag. 10 .... Stockholm.
Ahlfvengren, F. Fil. Dr, Lektor. 12 .... Stockholm.
Ahlmann, H. W:son. Fil. Lic. 10 .... Stockholm.
Alarik, A. L:son. Bergsingeniör. 03 .... Sikfors.
*Alen, J. E. Fil. Dr, Stadskemist. 82 .... Göteborg.
Alexanderson, Sophie-Louise. Lärarinna. 12 Stockholm.
Alm, K. G. Fil. Stud. 12 .... Upsala.
Almgren, O. Fil. Dr, Professor. 07 .... Upsala.
*Andersson, Gunnar. Fil. Dr, Professor. 87 Djursholm.
Andersson, J. G. Fil. Dr, Professor, Chef för Sveriges, Geol. Unders. 91 .... Stockholm.
Anderzon, A. Fil. Kand., Adjunkt. 76 .... Stockholm.
Arnell, K. Fil. Dr., Öfveringeniör. 81 .... Stockholm.
Aronson, G. Fil. Lic. 11 .... Arvika
Arrhenius, Sofia, f. Rudbeck. Fil. Kand. 92 Stockholm.
Arrhenius, S. Fil. Dr, Professor. 00 .... Experimentalfältet.
Askelöf, N. Fil. Stud. 12 .... Upsala.
Asplund, C. Bergmästare. 95 .... Luleå.
Atterberg, A. Fil. Dr, Föreståndare för kem. station. 75 .... Kalmar.

Bachke, A. S. Bergmästare. 88 .... Bodö.
Bachke, O. A. Bergsingeniör. 06 .... Trondhjem.
*Backlund, H. Geolog. 08 .... St. Petersburg.
Backman, Ch. Konsul. 75 .... Stockholm.
Baeckström, O. Fil. Kand. 10 .... Upsala.
Bárdarson, G. G. Gårdegare. 10 .... Island.
Benecke, E. W. Fil. Dr, Professor. 96 .... Strassburg.
*Benedicks, C. A. F. Fil. Dr, Professor. 95 Stockholm.
*Benedicks, G. Bruksägare. 75 .... Stockholm.
Bengtson, E. J. Fil. Kand., Ingeniör. 06 .... Grängesberg.
Bergeat, A. Fil. Dr., Professor. 02 .... Königsberg i Pr.
Bergendal, T. Disponent. 87 .... Stockholm.
*Berghell, H. Fil. Dr, Statsgeolog. 92 .... Helsingfors.
Berglund, E. K. A. Fil. Kand. 10 .... Upsala.
Bergman, A. Direktör. 12 .... Stockholm.
Bergman-Rosander, Bertha. Fil. Kand. 05 Upsala.
Bergström, E. Fil. Lic., Amanuens. 10 .... Upsala.
Bergström, G. Bergsingeniör. 13 .... Guldsmedshyttan.
Birger, S. Med. Lic. 11 .... Stockholm.
Björlykke, K. O. Lärare vid Norges Landbrughöiskole. 00 .... Aas, Norge.
Blankett, H. Bergsingeniör. 96 .... Grankulla, Finland.
Blomberg, A. Fil. Dr, F. d. Statsgeolog. 74 Stockholm.

Blomberg, E. Bergsingeniör. 98 .... Nora.
Bobeck, O. Fil. Kand., Rektor. 97............ Eslöf.
Bonnema, J. H. Fil. Dr., Professor. 05 .... Groningen.
*Borgström, L. H. Fil. Dr., Docent. 01.... Helsingfors.
Bredersen, B. Ingeniör. 10 .... Kvikneskogen, Tönset.
Brinell, J. A. Fil. Dr, Öfveringeniör. 08... Stockholm.
Broome, G. Civilingeniör. 03 .... Stockholm.
Broome, L. Major. 87 .... Stockholm.
Brunnberg, K. G. Disponent. 94 .... Persberg.
Brögger, W. C. Fil. Dr, Professor. 75........ Kristiania.
Bygdén, A. O. B. Fil. Lic., Assistent. 05.. Experimentalfältet.
*Bäckström, H. Fil. Dr, Professor. 85 ...... Djursholm.
Bäckström, H. Direktor. 04 .... Wien.
*Börtzell, A. Hofintendent. 71 .... Stockholm.

*Cappelen, D. Cand. Min., Verksägare. 85... Holden, Skien.
Carlborg, A. Bruksägare. 89 .... Stockholm.
Carlborg, H. Bergsingeniör. 10 .... Stockholm.
Carleson, J. A. F. d. Bergmästare. 85 .... Luleå.
Carlgren, W. Bergsingeniör. 94 .... Falun.
Carlheim-Gyllenskiöld, K. Fil. Mag. 13. Kalmar.
Carlson, A. Bruksägare. 85 .... Storbron, Filipstad.
*Carlson, S. Fil. Dr, Bergsingeniör. 94...... Mölnbo.
Carlsson, G. A. Fil. Dr, Rektor. 71 .... Stockholm.
Carlsson, L. C. Bergsingeniör. 06............ Stockholm.
Carlzon, C. Fil. Lic., Amanuens. 08 .... Stockholm.
Casselli, I. H. Ingeniör. 96 .... Stockholm.
Cederquist, J. Direktör. 10 .... Stockholm.
*Celsing, L. A. von, Kammarherre. 80.......... Barfva.
Claëson, G. Bergsingeniör. 11 .... Bjuf.
Clément, A. Direktör. 99 .... Köpenhamn.
Conwentz, H. Fil. Dr, Professor. 91 .... Berlin-Schöneberg.
Curtz, O. J. Bergsingeniör. 93 .... Höganäs.

Dahlberg, C. Ingeniör. 04 .... Tönset, Norge.
Dahlblom, L. E. T. Bergmästare. 90 ...... Falun.
Dahlgren, B. E. Disponent. 92 .... Taberg, Finnmossen.
Dahlstedt, F. Fil. Kand. 10 .... Gefle.
Dahlström, J. R. Bergsingeniör. 92 .... Fagersta.
Deecke, W. Fil. Dr, Professor, Chef för Badens Geol. Undersökning. 95 .... Freiburg i Br.
*De Geer, Ebba. Professorska. 08............ Stockholm.
*De Geer, G. Frih., Fil. Dr, Professor. 78.... Stockholm.
*De Geer, S. Frih., Fil. Dr, Docent. 08 ..... Stockholm.
Dellwik, A. Bergsingeniör, Löjtnant. 92..... Malmberget.
Dufva, E. A. F. d. Bergmästare. 76 .... Stockholm.
*Dusén, K. F. Fil. Dr, F. d. Lektor. 84.. ... Kalmar.
Dusén, P. Ingeniör. 88 .... Ljung.
*Eger, L. Direktör. 84 .... Kristiania.
Ekman, A. Bruksägare. 96.. .... Stockholm.

Elles, Gertrude, L. Miss. 96 .... Cambridge.
Engström, E. O. Civilingeniör. 10 .... Stockholm.
Enquist, F. Fil. Kand. 05 .... Stockholm.
Envall, E. G. Fil. Kand. 12 .... Örnsköldsvik.
Erdmann, E. Fil. Dr, f. d. Statsgeolog. 71 Stockholm.
Ericsson, N. A. Disponent. 98 .... Lesjöfors.
Erikson, B. Fil. Mag. 12 .... Upsala.
Eriksson, J. V. Fil. Kand. 13 .... Upsala.
Eriksson, K. Fil. Kand., Läroverksadjunkt. 08 Skara.
Eskola, P. Fil. Kand. 10 .... Helsingfors.
Esséen, M. Läroverksadjunkt. 11 .... Upsala.

Fagerberg, G. Bergsingeniör. 03 .... Kiruna.
Fahlcrantz, A. E. Grufingeniör. 74 .... Öregrund.
Falk, C. A. Ingeniör. 10 .... Järnboås.
Fegræus, T. Fil. Dr. 76 .... S:t Petersburg.
v. Feilitzen, H. Fil. Dr, Direktör i Sv. Mosskulturföreningen. 98 .... Jönköping.
von Fieandt, A. Stud. 11 .... Helsingfors.
*Fischer, H. Oberdirektor. 00 .... Freiberg.
Flensburg, V. P. Elev v. Tekn. Högskolan. 12 Stockholm.
Flink, G. Fil. Dr, Assistent v. Riksmuseum. 83 Stockholm.
*Florin, E. Ingeniör. 03 .... Helsingfors.
Forsman, S. M. Fil. Kand. 11 .... Stockholm.
Frech, F. Professor. 97 .... Breslau.
Fredman, G. Fil. Stud. 13 .... Upsala.
Fridborn, D. Fil. Kand. 12 .... Upsala.
Fries, Th. C. E. Fil. Dr., Docent. 10 ...... Upsala.
*Frosterus, B. Fil. Dr, Statsgeolog. 92 .... Helsingfors.
Frödin, G. Fil. Dr. 10 .... Upsala.
Frödin, J. O. H. Fil. Lic. 10 .... Lund.
Frödin, O. Fil. Lic., Antikvarie. 11 .... Stockholm.
Funkquist, H. Lektor. 10 .... Alnarp, Åkarp.

Gardell, A. Fil. Stud. 13 .... Upsala.
Gavelin, A. O. Fil. Dr, Statsgeolog. 98 .... Stockholm.
Geijer, P. A. Fil. Dr, Docent. 05 .... Djursholm.
Gertz, O. D. Docent. 10 .... Lund.
*Gjuke, G. Bergsingeniör. 03 .... Trelleborg.
Goldschmidt, V. M. Fil. Dr, Docent. 11 ..... Kristiania.
Grabe, A. Bergsingeniör, Docent. 07 .... Stockholm.
Granström, C. G. Bergsingeniör. 10 .... Malmberget.
Granström, G. A. Direktör. 79 .... Sala.
Grönberg, G. Fil. Dr, Docent. 11 .... Stockholm.
Gröndal, G. Fil. Dr, Ingeniör. 04 .... Djursholm.
Grönwall, K. A. Fil. Dr, Statsgeolog. 92 ... Stockholm.
Gumælius, T. H:l. Disponent. 97 .... Kärrgrufvan.
Gustafsson, J. P. Fil. Stud. 99 .... Dädesjö.
Gyllenberg, C. A. F. Fil. Kand. 10 .... Malmö.
Gürich, G. Fil. Dr, Professor. 12 .... Hamburg.
*Hackman, V. Fil. Dr. 92 .... Helsingfors.

*Hadding, A. R. Fil. Dr, Docent. 10 ...... Lund.
Haglund, E. Fil. Dr, Botanist vid Sv. Mosskulturföreningen. 03 ...... Jönköping.
Haij, B. J. Fil. Dr, Lektor. 89 ...... Vexiö.
Hallberg, E. G. Fil. Kand., Grufingeniör vid Bergsstaten. 92 ...... Falun.
Halle, T. G:son. Fil. Dr, Docent. 05 ...... Stockholm.
Hamberg, A. Fil. Dr, Professor. 88 ...... Upsala.
Hammar, S. Fil. Kand., Direktör. 02 ...... Skara.
Hammarskiöld, A. Kapten, Grufingeniör. 79 Upsala.
Hannerz, A. Fil. Kand. 10 ...... Upsala.
Hansson, S. Köpman. 03 ...... Stockholm
*Harder, P. Fil. Dr, Docent. 07 ...... Köpenhamn.
Hausen, H. Fil. Dr. 10 ...... Helsingfors.
Hebbel, E. Ingeniör. 10 ...... Stockholm.
Hedberg, N. Grufingeniör vid Bergsstaten. 94 Grängesberg.
Hede, J. E. Fil. Kand., Amanuens. 12 ...... Lund.
Hedin, S. A. Fil. Dr, Geograf. 87 ...... Stockholm.
Hedlund, A. F. Bergsingeniör. 01 ...... Stjernhof.
Hedman, A. Direktör. 97 ...... Stockholm.
Hedström, H. Fil. Lic., Statsgeolog. 88 ...... Stockholm.
Helland, A. Fil. Dr, Professor. 74 ...... Kristiania.
Hellbom, O. Fil. Lic., Lektor. 94 ...... Härnösand.
Hellsing, G. Fil. Dr. 94 ...... Trollhättan.
Hemmendorff, E. Fil. Dr, Lektor. 06 ...... Stockholm.
Hemming, A. Bergsingeniör. 09 ...... Guriew.
*Hemming, T. A. O. Fil. Dr. 06 ...... Jemshögsby.
Hennig, A. Fil. Dr, Professor, Läroverksråd. 87 ...... Stockholm.
Herlenius, A. Kabinettskammarherre, Disponent. 08 ...... Storfors.
*Herlin, R. Fil. Dr, Forstmästare. 93 ...... Kervo.
Hermodsson, C. H. Bergsingeniör. 08 ...... Tegelberga.
Hesselman, H. Fil. Dr, Professor. Förest. för Statens Skogsförsöksanstalts naturvet. afdeln. 07 ...... Djursholm.
Hintze, V. Museumsinspektör. 90 ...... Köpenhamn.
Hiortdahl, Th. Professor. 74 ...... Kristiania.
Hoel, A. Cand. real., Statsgeolog. 10 ...... Kristiania.
*Hoffstedt, H. Bergsingeniör. 85 ...... Stockholm.
Hofman-Bang, O. Fil. Dr, Lektor. 02 ...... Ultuna, Upsala.
Holm, G. Fil. Dr, Professor. 76 ...... Stockholm.
Holmquist, P. J. Fil. Dr, Professor. 91 ...... Djursholm.
Holmström, L. Fil. Dr. 72 ...... Åkarp.
*Holst, N. O. Fil. Dr, f. d. Statsgeolog. 75 . Jämshögsby.
*Homan, C. H. Ingeniör. 89 ...... Kristiania.
Huldt, K. Direktör. 94 ...... Stockholm.
Hägg, R. Fil. Lic. 00 ...... Stockholm.
Härdén, P. Ingeniör. 04 ...... Stockholm.

Högberg, L. A. Bruksförvaltare. 85 ---------- Bergsbo, Västervik.
Högbom, A. G. Fil. Dr, Professor. 81 ------ Upsala.
Högbom, B. Fil. Mag. 10 ---------- Stockholm.

Ihrman, L. Jur. Stud. 13 ---------- Stockholm.

Jækel, O. Fil. Dr, Professor. 96 ---------- Greifswald.
Jakobsson, J. A. Fil. Kand., Bergsingeniör. 00 Lund.
*Jessen, A. Cand. polyt., Statsgeolog. 92 --- Köpenhamn.
Johansson, H. E. Fil. Dr., Bergsingeniör, Statsgeolog. 03 ---------- Stockholm.
Johansson, J. L. Fil. Dr, Lektor. 88 ------- Göteborg.
*Johansson, K. F. Bergsingeniör. 02 ------- Hedemora.
Johansson, S. Fil. Lic., Agronom. 11 ------ Kalmar.
Johns, J., Bergsingeniör. 08 ---------- Vettakollen, Kristiania.
Jonker, H. G. Fil. Dr, Professor. 04 -------- s'Gravenhagen.
Jonson, P. A. Bergsingeniör, Intendent. 97 Falun.
Jonsson, F. Fil. Kand. 11 ---------- Jönköping.
Jonsson, J. W. Fil. Lic., Folkhögskoleförest. 99 Käfvesta, Sköllersta
von Julin, A. Bergsingeniör. 01 ---------- Koski, Finland.
Jungner, J. G. Bergsingeniör. 89 ---------- Silfverhöjden.

Kalkowsky, E. Fil. Dr, Professor. 85 -------- Dresden.
*Kallenberg, S. K. A. Fil. Kand., Amanuens. 08 Lund.
*Kaudern, W. Fil. Dr. 08 ---------- Stockholm.
Kayser, E. Fil. Dr, Professor. 89 ---------- Marburg.
Keilhack, K. Fil. Dr, Professor. 84 ---------- Berlin.
Keiller, D. Disponent. 86 ---------- Vedevåg.
Kempe, J. Disponent. 07 ---------- Idkerberget.
Kempff, S. Statens Landtbruksingeniör. 96 --- Umeå.
Kiær, J. Fil. Dr, Professor. 02 ---------- Kristiania.
Kjellberg, B. Bergmästare. 03 ---------- Stockholm.
Kjellén, R. Fil. Dr, Professor. 02 ---------- Göteborg.
Kjellin, J. Folkskoleinspektör. 95 ---------- Östersund.
Kjellmark, K. Fil. Dr, Folkskoleinspektör. 94 Malmö.
*Kleen, N. Civilingeniör. 93 ---------- Valinge, Stigtomta.
Klintberg, M. Fil. Dr., F. d. Lektor. 08 -- Visby.
Klockmann, F. Fil. Dr, Professor. 84 ------ Aachen.
Kofoed, E. Bankassistent. 13 ---------- Rönne.
Knabe, C. A. Fil. Mag. 98 ---------- Gamla Karleby.
Krantz, J. E. Bergsingeniör. 99 ---------- Kiruna.
Krause, P. G. Fil. Dr, Professor. 11 ------ Eberswalde.
Kurck, C. Frih. 75 ---------- Lund.

Lagerheim, G. Fil. Dr, Professor. 97 ------- Stockholm.
*Lagrelius, A. Ingeniör, Hofintendent. 03 --- Stockholm.
*Landin, J. Handelskemist. 83 ---------- Stockholm.
Lantz, E. Ingeniör. 10 ---------- Ekeby, Skromberga.
Larson, A. Grufingeniör. 85 ---------- Nora.
Larson, A. Ingeniör. 92 ---------- Stockholm.
Larsson, E. Bergsingeniör. 97 ---------- Kopparberg.

Larsson, P. Direktör. 04 .... Striberg.
*Lehmann, J. Fil. Dr, Professor. 86............ Kiel.
Lewin, E. W. Grosshandlare. 90 .... Stockholm.
Lidén, R. Fil. Kand. 06.......................... Stockholm.
Liljevall, G. Tecknare vid Riksmuseum. 07. Stockholm.
Lindberg, H. Fil. Magister. 95 .... Helsingfors.
Lindblad, R. F. Bergsingeniör. 03............. Helsingborg.
Lindman, K. V. Elev v. Tekn. Högskolan. 12 Stockholm.
Lindquist, S. Fil. Kand., Amanuens. 10 ... Stockholm.
Lindroth, G. Bergsingeniör. 12.................. Stockholm.
Lindström, G. F.d. Assistent vid Riksmuseum. 74 Sundbyberg.
Lithberg, N. Fil. Kand., Amanuens vid Nordiska Museum. 13...................................... Stockholm.
Ljunggren, C. J. F. Konsul. 10............... Kristianstad.
Looström, A. R. Fil. Kand. 06.................. Upsala.
Lundberg, G. W. Ingeniör. 96................... Tjernäs.
Lundblad, E. Fil. Kand., Lärov.-adjunkt. 06 Skara.
Lundbohm, Hj. Fil. Dr, Disponent. 80...... Kiruna.
Lundell, G. Disponent. 94....................... Södertälje.
Lundgren, B. H. Ingeniör. 10 .... Ormastorp.
Löwenhjelm, H. Bergsingeniör. 12........... Persberg.

*Madsen, V. Fil. Dr, Statsgeolog. 89......... Köpenhamn.
Magnusson, C. J. Grufföreståndare. 13 ...... Vermskog.
Makinson, W. D. Civilingeniör. 98 .... Herrestad, Kärda.
Malm, E. Bergsingeniör. 10....................... Grängesberg.
Malmström, K. Fil. Stud. 10.................... Upsala.
Mauzelius, R. Fil. Lic., Statsgeolog. 97 ... Stockholm.
Melin, E. Fil. Mag. 11.............................. Upsala.
*Miers, H. A. Professor. 94..................... London.
Milch, L. Fil. Dr, Professor. 11 .... Greifswald.
*Milthers, V. Cand. polyt., Statsgeolog. 98.. Charlottenlund, Köpenhamn.
Moberg, J. C. Fil. Dr, Professor. 80......... Lund.
Mossberg, C. Disponent. 82...................... Filipstad.
Mossberg, K. E. Bergsingeniör. 03........... Grängesberg.
Munthe, H. V. Fil. Dr, Statsgeolog. 86 .... Stockholm.
Mårtenson, S. Fil. Kand. 06 .... Göteborg.
Mäkinen, E. Fil. Dr. 11............................ Helsingfors.
Möller, H. J. Fil. Dr, Lektor. 92 .... Västervik.
Mörtstedt, S. F. Bergsingeniör. 92........... Stockholm.

Nannes, G. Fil. Dr, Ingeniör. 96.............. Skara.
Nathorst, A. G. Fil. Dr, Professor. 73...... Stockholm.
Nathorst, H. Grufingeniör vid Jernkontoret. 03 Stockholm.
Nauckhoff, G. Fil. Dr, Grufingeniör. 75.... Grängesberg.
Nelson, H. Fil. Dr, Folkhögskoleförest. 10 Stenstorp.
*Nisser, W. Fil. Kand., Löjtnant. 05.......... Korsnäs.
*Nobel, L. Ingeniör. 99............................ Djursholm.
Nordenskjöld, I. Fil. Dr, Lektor. 98....... Borås.
*Nordenskjöld, O. Fil. Dr, Professor. 90... Göteborg.

Nordström, Th. Fil. Dr, F. d. Landshöfding. 71 Stockholm.
Nordqvist, H. T. f. Bergmästare. 95 .... Filipstad.
Norelius, O. Bergmästare. 86 .... Nora.
Norén, H. L. Disponent. 11 .... Stockholm.
Norlind, A. Fil. Dr, Docent. 11 .... Lund.
Norman, K. E. Fil. Lic., Aktuarie. 03 ...... Stockholm.
Normann, J. Ingeniör. 11 .... Kristiania.
Norstedt, E. Brukspatron. 84 .... Stockholm.
Nybom, Fr. Ingeniör. 99 .... Lindesberg.
Nyström, J. F. Fil. Dr, Lektor. 95 .... Stockholm.
Odhner, N. Fil. Dr. 10 .... Stockholm.
Olin, E. H. F. Fil. Dr, Godsägare. 99 ...... Lönstorp, Kjellstorp.
Orton, B. Bergsingeniör. 03 .... Stockholm.
Otterborg, R. Bruksägare. 00 .... Upsala.
*Otto, C. M. Generalkonsul. 03 .... Helsingfors.
*Oxaal, J. Cand. Real. 12 .... Kristiania.
Paijkull, G. Handelskemist. 95 .... Stockholm.
Palén, A. G. P. Bergsingeniör, Chefskemist. 03 Kiruna.
Palmgren, J. Fil. Lic. 00 .... Stockholm.
*Persson, N. Konsul. 92 .... Helsingborg.
Petersson, E. Ingeniör. 97 .... London.
Petersson, W. Fil. Dr. Professor. 86 .... Stockholm.
Petrén, J. G. Fil. Dr., Professor. 01 .... Stockholm.
Pettersson, A. L. Th. Civilingeniör. 72 ..... Lysaker, Kristiania.
*Pirsson, L. V. Professor. 97 .... New Haven, Conn.
Plathan, A. Fil. Dr. 03 .... Tavastehus.
Pompeckj, J. F. Fil. Dr, Professor. 96 ..... Göttingen.
von Post, L. Fil. Lic., Statsgeolog. 02 ...... Stockholm.
Puntervold, G. Bergmester. 00 .... Kristiansand.
*Quensel, P. Fil. Dr, Docent. 04 .... Upsala.
*Ramsay, W. Fil. Dr, Professor. 85 .... Helsingfors.
Rauff, H. Fil. Dr, Professor. 96 .... Berlin.
Ravn, J. P. J. Museumsinspektör, Docent. 99 Köpenhamn.
Rehn, G. C. Bergsingeniör. 00 .... Stockholm.
Rehnberg, O. Flottchef. 91 .... Skellefteå.
Remelé, A. Fil. Dr, Professor. 89 .... Eberswalde.
*Retzius, G. Med. och Fil. Dr, Professor. 94 Stockholm.
Reusch, H. H. Fil. Dr, Chef för Norges Geol. Unders. 75 .... Kristiania.
Reuterskiöld, A. Bruksdisponent. 09 .... Hellefors.
Richert, J. G. Fil. Dr, Professor. 97 .... Stockholm.
Rindell, A. Professor. 97 .... Helsingfors.
Ringholm, K. Fil. Kand. 98 .... Gefle.
Ringius, G. E. Fil. Dr, Adjunkt. 89 .... Stockholm.
Rosell, C. E. Läroverksadjunkt. 10 .... Strömstad.
Rosenberg, O. Fil. Dr, Professor. 10 .... Stockholm.
*Rudelius, C. Fil. Dr. 90 .... Åtvidaberg.
Rördam, K. Fil. Dr, Professor. 87 .... Hellerup, Köpenhamn.

Sahlbom, Naima. Fil. Dr. 94 .... Stockholm.
Sahlin, C. A. Disponent. 91 .... Laxå.
Sahlström, K. Fil. Lic. 08 .... Upsala.
Salwén, A. E. Direktör. 94 .... Grängesberg.
Samuelson, F. G. Disponent. 98 .... Spexeryd, Tenhult.
Samuelsson, G. Fil. Lic. 07 .... Upsala.
Sandegren, H. R. Fil. Lic. 10 .... Stockholm.
Sandler, K. Fil. Kand. 12 .... Prästmon.
Sandström, J. W. Meteorolog. 08 .... Stockholm.
Santesson, H. Fil. Dr, Aktuarie vid Sveriges Geol. Unders. 72 .... Stockholm.
Santesson, O. B. Fil. Kand., Seminarieadjunkt. 12 .... Upsala.
Sarlin, E. Bergsingeniör. 00 .... Pargas.
Scheibe, R. Fil. Dr, Professor. 92 .... Berlin.
Schetelig, J. Assistent. 12 .... Kristiania.
Schiötz, O. E. Professor. 88 .... Kristiania.
Schmelck, L. Stadskemiker. 10 .... Kristiania.
Schnittger, B. Fil. Dr, Docent. 11 .... Stockholm.
Schotte, G. Professor, Föreståndare för Statens Skogsförsöksanstalt. 10 .... Stockholm.
Schröder, H. Fil. Dr, Professor. 89 .... Berlin.
Schön, E. Fil. Kand. 13 .... Upsala.
Sederholm, J. J. Fil. Dr, Professor, Chef för Finlands Geol. Unders. 88 .... Helsingfors.
Segerstedt, P. J. Fil. Dr, Lektor. 05 .... Luleå.
Selander, S. Fil. Stud. 11 .... Upsala.
Seligmann, G. Fil. Dr. 82 .... Coblenz.
*Sernander, J. R. Fil. Dr, Professor. 88 .... Upsala.
Sidenbladh, E. Fil. Dr, F. d. Öfverdirektör. 71 Stockholm.
Sidenvall, K. J. F. T. f. Bergmästare. 99 . Helsingborg.
Sieger, R. Fil. Dr, Professor. 91 .... Graz.
Sieurin, E. Öfveringeniör. 10 .... Höganäs.
Simmons, H. G. Fil. Dr, Docent. 11 .... Lund.
*Sjögren, Hj. Fil. Dr, Professor. 77 .... Stockholm.
Sjögren, O. Fil. Dr, Docent. 05 .... Upsala.
*Sjölander, A. T. Konsult. Ingeniör. 04 .... Trondhjem.
Skottsberg, C. Fil. Dr, Docent. 07 .... Upsala.
Smedberg, O. Fil. Kand. 13 .... Stockholm.
Smith, H. Fil. Kand. 10 .... Upsala.
*Smith, H. H. Bergsingeniör. 93 .... Kristiania.
Sobral, José M. Löjtnant, Fil. Dr. 08 .... Upsala.
Soikero, J. N. 13 .... Helsingfors.
*Staudinger, K. Fil. Mag., Tullförvaltare. 97 Sordavala.
Stenman, P. L. Direktör. 03 .... Stockholm.
Stollenwerk, E. W. Bergsingeniör. 03 .... Åmmeberg.
Stolpe, M. F. d. Aktuarie vid Sveriges Geol. Unders. 71 .... Grenna.
Strandmark, J. E. Fil. Dr, Folkhögskoleföreståndare. 01 .... Grimslöf.

Strandmark, P. W. Fil. Dr, Adjunkt. 85 .... Helsingborg.
Strokirk, C. G. Ingeniör, Föreståndare för kem. station 85 .... Härnösand.
Stutzer, O. Fil. Dr, Privatdocent v. h. Sachs. Berg-akademien. 06 .... Freiberg.
Sundberg, J. O. Fil. Kand., Rektor. 85 .... Åmål.
Sundholm, O. H. Grufingeniör vid Bergstaten. 93 Blötberget.
Sundius, N. Fil. Lic., Amanuens. 08 .... Stockholm.
Svanberg, E. G. Bergsingeniör. 07 .... Stockholm.
Svanberg, M. Ingeniör. 09 .... Hyllinge.
Svedberg, I. Öfveringeniör. 96 .... Billesholm.
Svedmark, L. E. Fil. Dr, F. d. Statsgeolog. 76 Stockholm.
Svenonius, F. V. Fil. Dr, Statsgeolog. 76 .... Djursholm.
Sylvén, N. Fil. Dr, Lektor. 05 .... Stockholm.
Söderlindh, S. Fil. Kand., Rektor. 00 .... Norrtelje.
Söderqvist, Y. Bergsingeniör. 10 .... Dala-Finhyttan.

Tamm, A. W. Fil. Dr, f. d. Kontrolldirektör vid K. Kontrollverket. 71 .... Stockholm.
Tamm, O. Fil. Kand. 12 .... Stockholm.
Tanner, V. Ingeniör, Statsgeolog. 05 .... Helsingfors.
Tegengren, F. R. Fil. Lic., Bergsingeniör, Statsgeolog. 07 .... Mörby.
Teiling, E. Fil. Stud. 10 .... Stockholm.
Thisell, A. G. Direktör. 90 .... Stockholm.
Thoroddsen, Th. Fil. Dr, Professor. 83 .... Köpenhamn.
Tillberg, E. W. Bergsingeniör. 00 .... Västervik.
Tillberg, K. v. Häradshöfding. 96 .... Stockholm.
*Tolmatschow, I. P. Fil. Dr, Konservator. 03 St. Petersburg.
Torell, O. Bergsingeniör. 94 .... Zinkgrufvan.
*Tornérhielm, T. Ingeniör. 96 .... Värml. Björneborg
Troedsson, G. T. Fil. Kand., Amanuens. 11 Lund.
af Trolle, H. v. Häradshöfding. 12 .... Saltsjö-Dufnäs.
Trommsdorff, Bibliotekarie. 10 .... Danzig.
Trüstedt, O. Grufingeniör. 95 .... Helsingfors.
*Trysén, A. F. d. Bergmästare. 77 .... Luleå.
Törnquist, S. L. Fil. Dr, Professor. 71 .... Lund.

Ulffers, E. Grufingeniör. 71 .... Helsingborg.

*Vesterberg, K. A. Fil. Dr, Professor. 86 .... Stockholm.
Vogt, J. H. L. Professor. 82 .... Trondhjem.
Vrang, C. A. Disponent. 85 .... Stockholm.
Wadner, G. Föreståndare för kemisk station. 05 Jönköping.
*Wahl, W. Fil. Dr. 03 .... Helsingfors.
Wahlbom, A. Apotekare. 96 .... Halmstad.
Wahlgren, E. Fil. Dr, Lektor. 12 .... Malmö.
Wallén, A. Fil. Dr, Föreståndare för Hydrograf. byrån. 07 .... Stockholm.
Wallerius, I. Fil. Dr., Kyrkoherde. 94 .... Göteborg.
Wallin, G. Intendent. 93 .... Malmberget.

Wallroth, K.-A. Myntdirektör. 83 .... Stockholm.
Warburg, Elsa. Fil. Kand., Amanuens 10 ... Upsala.
Wedblad, D. Landtbruksingeniör. 92 .... Stockholm.
Weibull, M. Fil. Dr, Professor, Lektor. 82 . Alnarp, Åkarp.
Westenius, E. Fil. Kand. 10 .... Stockholm.
Westergård, A. H. Fil. Dr, Statsgeolog. 01 Stockholm.
Westh, T. Claudi. Ingeniör. 94 .... Wiborg, Danmark.
Westman, J. Fil. Dr, Lektor. 00 .... Nyköping.
Wibel, S. R. Ingeniör-Direktör. 87 .... Ammeberg.
Wichmann, A. Fil. Dr, Professor. 86 .... Utrecht.
Wikström, C. Fil. Kand. 06 .... Stockholm.
Wilkman, W. W. Fil. Kand. 13 .... Helsingfors.
Willner, A. N. Fil. Kand. 10 .... Lund.
*Wiman, C. Fil. Dr, Professor. 89 .... Upsala.
Winge, K. Fil. Lic., Föreståndare för Filipstads bergsskola. 94 .... Filipstad.
Witte, H. Fil. Dr. 05 .... Svalöf.
Wittrock, H. Fil. Kand. 05 .... Stockholm.
Wollgast, I. Fil. Kand. 00 .... Stockholm.

Yngström, L. Disponent. 12 .... Falun.

Zachrisson, T. K. O. Öfveringeniör. 95 .... Guldsmedshyttan.
Zenzén, N. Fil. Kand. 04 .... Stockholm.
*Zettervall, S. Civilingeniör. 01 .... Zürich.
Zickerman, C. G. R. Afdelningschef. 07 ... Limhamn.
Zimmermann, E. Fil. Dr, Professor, Statsgeolog. 98 .... Berlin.

Åberg, Märta, f. Rubin. Fru. 94 .... Stockholm.
Åhlander, F. Fil. Kand., Amanuens. 02 .... Stockholm.
Åkerblom, D. Fil. Stud .... Upsala.
*Åkerman, A. R. Fil. Dr, F. d. Generaldirektör. 75 .... Stockholm.
Ålund, V. Jägmästare. 10 .... Umeå.

Öberg, P. E. W. Fil. Dr, F. d. Bergmästare. 74 Filipstad.
Öberg, V. Fil. Dr, F. d. Folkhögskoleförest. 73 Nässjö.
Österberg, K. Disponent. 94 .... Stockholm.

Föreningen räknar den 1 januari 1914:

Korresponderande Ledamöter	15.
Ledamöter	440.
Summa	455.

Invalda Ledamöter den 8 januari 1914:

Sarauw, G. F. L. Fil. Lic., Intendent . Göteborg.
Malling, C. Praktiserande läkare .... Köpenhamn.
Ekström, G. Fil. Kand. .... Lund.

Geologiska Föreningen

utbyter publikationer med följande Institutioner och Sällskap m. fl.:

Adelaide.	*Royal Society of South Australia.*
Baltimore.	*Johns Hopkins University.*
	Maryland geological Survey.
Bergen.	*Bergens Museum.*
Berkeley.	*University of California.*
Berlin.	*K. Preussische Geologische Landesanstalt.*
	Deutsche Geologische Gesellschaft.
	Gesellschaft für Erdkunde.
	Gesellschaft naturforschender Freunde.
	Friedländer & Sohn.
Bonn.	*Naturhistorischer Verein der Rheinlande.*
Bordeaux.	*Société Linnéenne.*
Budapest.	*K. Ungarische Geologische Anstalt.*
Buenos Aires.	*Instituto Geografico Argentino.*
Buffalo.	*Buffalo Society of natural sciences.*
Bukarest.	*Institutului Geologic al României.*
Calcutta.	*Geological Survey of India.*
Danzig.	*Naturforschende Gesellschaft.*
Elberfeld.	*Naturwissenschaftl. Verein.*
Freiberg.	*K. Bergakademie.*
Graz.	*Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark.*
Greifswald.	*Naturwissenschaftlicher Verein für Neu-Vorpommern und Rügen.*
	Geographische Gesellschaft.
Halifax.	*Nova Scotian Institute of Natural Sciences.*
Halle.	*Kaiserl. Leop. Carol. Akademie der Naturforscher.*
	Verein für Erdkunde.
Helsingfors	*Geologiska Kommissionen.*
	Sällskapet för Finlands geografi.
	Geografiska Föreningen.
	Universitetets Mineralkabinett.
	Hydrografiska Byrån.
Jönköping.	*Svenska Mosskulturföreningen.*
Kiel.	*Naturwissenschaftl. Verein für Schleswig-Holstein.*
Kiew.	*Société des Naturalistes.*
Krakau.	*Académie des Sciences.*
Kristiania.	*Norges geologiske Undersögelse.*
	Norske geografiske Selskab.
Königsberg.	*Physikal.-ökonom. Gesellschaft.*

Köpenhamn.	*Danmarks geologiske Undersögelse.*
	Dansk geologisk Forening.
	Universitetets mineralogiska Museum.
Leipzig.	*Geologische Landesuntersuchung Sachsens.*
Lille.	*Société géologique du Nord.*
Lissabon.	*Commission du service géologique du Portugal.*
London.	*Geological Society.*
	Geologists' Association.
Madison.	*Wisconsin Academy of Sciences.*
Madrid.	*Comision del Mapa Geológico de España.*
Melbourne.	*Geological Society of Australasia.*
Mexico.	*Instituto Geologico de Mexico.*
Minneapolis.	*University of Minnesota.*
Montreal.	*Mc Gill University.*
Moskva.	*Société impériale des Naturalistes.*
München.	*Akademie der Wissenschaften.*
Neu-Alexandria.	*Jahrbuch für Geologie und Mineralogie Russlands.*
Newcastle.	*Institute of Mining and Mechanical Engineers*
New Haven.	*American Journal of Science.*
New York.	*Academy of Sciences.*
	State University, Albany.
Ottawa.	*Geological Survey of Canada.*
Perth.	*Geological Survey of Western Australia.*
Pisa.	*Società Toscana di Scienze naturali.*
Philadelphia.	*Academy of natural Sciences.*
Riga.	*Naturforscher-Verein.*
Rochester.	*Rochester Academy of Science.*
Rock Island.	*Augustana College.*
Roma.	*R. Accademia dei Lincei.*
	R. Comitato geologico d'Italia.
	Società geologica Italiana.
Rostock	*Verein der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg.*
San Francisco.	*California Academy of Sciences.*
São Paulo.	*Commissao geografica e geologica.*
Sydney.	*Geological Survey of New South Wales.*
Stockholm.	*Föreningen för Skogsvård.*
	Svenska Teknologföreningen.
	Svenska Sällskapet för antropologi och geografi.
	Svenska Turistföreningen.
	K. Vitterhets-, Historie- och Antikvitets-Akademien.
S:t Petersburg.	*Comité géologique de la Russie.*
	Académie Impériale des Sciences.
	Musée geologique du Nom le Pierre le Grand de l'Académie Impériale.
	Société Impériale Mineralogique.

S:t Petersburg. *Société Impériale des Naturalistes.*
Section géologique du Cabinet de Sa Majesté Impériale.
Strassburg. *Geologische Landesanstalt von Elsass-Lothringen.*
Tokyo. *Teikoku-Daigaku.*
Toronto. *Canadian Institute.*
Tromsö. *Tromsö Museum.*
Urbana. *Illinois State Geological Museum.*
Washington. *Geological Society of America.*
United States Geological Survey.
Smithsonian Institution.
Wellington. *Colonial Museum and Geological Survey of New Zealand.*
Wien. *Geologische Gesellschaft.*
K. k. Geologische Reichsanstalt.
K. k. Naturhistorisches Hofmuseum.

Dessutom öfverlämnar Geologiska Föreningen sina Förhandlingar till:

Edinburgh. *Geological Survey of Scotland.*
Kristiania. *Kristiania Universitets mineralog. institut.*
London. *Geological Survey of England.*
Redakt. af Geological Record.
Lund. *Lunds Universitets geolog.-mineralog. institution.*
Paris. *Ecole nationale des Mines.*
Société géologique de France.
Stockholm. *K. Jordbruksdepartementet.*
K. Vetenskaps-Akademien.
Sveriges Geologiska Undersökning.
Stockholms Högskolas geologiska institution.
Stockholms Högskolas mineralog.-petrograf. institution.
Tekniska Högskolan.
Riksmusei zoo-paleontologiska afdelning.
Stuttgart. *Redakt. af Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palæontologie.*
Upsala. *Universitetsbiblioteket.*
Upsala Universitets mineralog.-geolog. institution.
Naturvetenskapliga Sällskapets sektion för geologi.
Geografiska Seminariet och Institutionen.
Wien. *Redakt. af Geographisches Jahrbuch.*

GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR.

BAND 36. Häftet 1. Januari 1914. N:o 295.

Mötet den 8 Januari 1914.

Närvarande 38 personer.

Ordföranden, hr MUNTHE, meddelade, att sedan föregående möte disponenten H. V. TIBERG, Långbanshyttan, och kart-redaktören vid Generalstabens Litografiska Anstalt löjtnant C. J. O. KJELLSTRÖM aflidit, samt ägnade några minnesord åt den senare. Öfver dem båda komme minnesteckningar att influta i Förhandlingarna.

Till nya Ledamöter hade Styrelsen invalt:

Intendenten vid Göteborgs Museum, Fil. Lic. G. F. L. SARAUW, Göteborg, och praktiserande läkaren CARL MALLING, Köpenhamn,

båda på förslag af hr Grönwall, samt

Fil. Kand. GUNNAR EKSTRÖM, Lund,

på förslag af hr Hadding.

Ordföranden framlade ett af Styrelsen tillstyrkt förslag om inval af Korresponderande Ledamöter af Föreningen. Förslaget bordlades till februarimötet.

Hr V. M. GOLDSCHMIDT, Kristiania, höll ett af kartor, profiler, skioptikonbilder och stuffer belyst föredrag *om Devonformationen vid Röros i Norge.*

Foredragsholderen fortalte, hvordan han ved sine undersökelser over regionalmetamorfosen i de norske fjeldtrakter blev fört til Röros og hvordan devonomraadet ved indsjöen Röragen blev opdaget. Feltet er særdeles rik paa plante-

fossiler, som först blev fundet i löse sandstensblokke nær Röragen gaard. Foredragsholderen havde, sammen med sin assistent bergingeniör FALCK-MUUS, foretaget en detailleret kartlægning av det nyfundne omraade.

Devonbergarterne omtales allerede flere steder i den ældre literatur, den mest paalidelige beskrivelse blev offentliggjort av J. HÖRBYE i 1855. Imidlertid havde ingen av de tidligere iakttagere fundet fossiler, som er nödvendige for en sikker aldersbestemmelse.

Devonsedimenterne ligger diskordant over sit underlag, som bestaar av Rörosskifer og kaledoniske eruptivbergarter. Devonomraadets lag har faaet sit materiale fra de nærmest tilgrændsende dele av underlaget og veksler derfor med dette; vi kan tydelig adskille to faciesomraader inden det lille felt, devonsedimenterne vest for Röragen og devonsedimenterne öst for indsjöen.

Lagfölgen i vest for vandet er fölgende. Nederst ligger der et 80 meter mægtigt konglomerat med rullestene av eruptiver og kvartsiter i en sandstensgrundmasse. Blandt rullestene kan der nævnes hvite graniter, som helt tilsvarer de kaledoniske hvite graniter i Trondhjemsfeltet.

Derover fölger graa sandstene og skifre, som regel meget fossilrike, i en tykkelse av 130 meter, derover igjen 10—20 meter av röd sandsten og endelig som överste avdeling et mindst 200 meter mægtig serpentinkonglomerat.

De to överste avdelinger repræsenterer en tydelig transgression likeovenfor de to nederste, idet de længst i syd og sydöst ligger direkte paa det prædevoniske underlag, Rörosskifer og serpentin. Serpentinkonglomeratet minder i sin habitus ofte mere om en talusdannelse end om et normalt sediment.

Öst for Röragen gjenfinder vi de to laveste avdelinger omtrent uforandret og kan fölge dem til öst for Aursunden. De to överste avdelinger repræsenteres her av avvekslende lag av röd sandsten og skiferbreccie. Den sidste bestaar væsentlig

av brudstykker av Rörosskifer, lokalt indeholder den talrike stene av Vigelens kvartsit. Breccien er mindst 700 meter mægtig.

Devonlagene falder noksaa steilt mot sydost (gjerne 45—50°, tildels optil 60—70°), faldet skyldes sandsynligvis forkastningslinjer i öst, som feltet er indsunket mot. Forkastningerne ledsages tildels av rivningsbreccier.

De fossile planter fra Röragenfeltet blev bestemt av prof. A. G. Nathorst i Stockholm, som fandt, at der foreligger en flora av karkryptogamer, idet der blev fundet bregner (ormbunkar), *Psilophyton*, *Protolepidodendron*, *Arthrostigma*, *Drepanophycus*, *Pachytheca*. Denne bestemmelse bekræftedes ogsaa ved en mikroskopisk undersökelse, som blev foretaget av prof. Nathorst og dr. Halle. Röragen-floraen viser efter prof. Nathorst en nær overensstemmelse med en böhmisk flora fra mellemdevonisk tid, det er derfor meget sandsynlig, at ogsaa Röragenfeltets bergarter er mellemdevoniske; de kan ihvertfald ikke være yngre, da der ikke er nogen likhet med de velkjendte overdevonplanter.

Foredragsholderen uttalte sin tak til prof. Nathorst, som med saa stor velvilje havde overtaget bestemmelsen av de fossile planter.

Dyrefossiler mangler hittil helt.

Sandsynligvis foreligger der ved Röragen en devonisk ferskvandsavleiring. Planterne er tydeligvis ikke marine.

Devonlagene er vel avsat i et litet indelukket bassin; herpaa tyder de forskjellige sedimenters beskaffenhet og utbredelse. De skarpkantede brudstykker av ældre bergarter kan ikke være transporteret langt ved rindende vand, og deres oprindelige forekomst kan som regel paavises i devonbækkenets umiddelbare omgivelser. Ogsaa den kjendsgjerning, at man inden et og samme lag etsteds kun finder brudstykker av Vigelkvartsit, et andetsteds kun filler av Rörosskifer, et tredie sted kun serpentinblokke, tyder paa, at man havde et bassin, som fik tillöp fra forskjellige sider.

Efter det foreliggende materiale kan man endogsaa pröve at rekonstruere landskapet omkring Röragen i devonisk tid. Særlig iöinefaldende i omraadets geologiske historie er forskjellen mellem de vakkert lagdelte graa sedimenter i de to lavere avdelinger og de breccieagtige, oftest röde, sedimenter i de övre lag, som vistnok tilsvarer et pludselig omslag i de ydre betingelser under sedimentationen.

Devonfeltet ved Röragen er det förste kjendte omraade av mellemdevon paa den skandinaviske halvö.

Der findes endel andre sedimentfelter av sandsynligvis devonisk alder, blandt disse er der kun et, som med nogen sandsynlighet kan paralleliseres med Röragen-devonen, dette er rombeporfyrkonglomeraterne langs östsiden av Kristianiafjorden.

Keilhau og Hörbye sökte at paapeke en analogi mellem Röragenfeltet og Dalasandstenen. Den sidste er nu kjendt som prækambrisk; det er imidlertid ikke utelukket at der i grænsetrakterne ved siden av röde prækambriske sandstene ogsaa findes devonsedimenter, det kunde derfor være av en vis interesse at foretage en geologisk revision av Dalasandstenens omraade, en opgave, som lettest kunde löses ved samarbeide mellem svenske og norske geologer.

Med anledning af föredraget uppstod en diskussion, i hvilken deltogo hrr Svenonius, A. G. Högbom, G. De Geer, Gavelin, Hamberg, Holmquist, Wiman och *föredraganden.*

Hr Svenonius hade med anledning af det intressanta föredraget lifligt erinrat sig en historia, som ofta berättades af professor Torell. Då denne, entusiasmerad af v. Posts klassiska beskrifning å Skedvimoränen, omtalat sin afsikt att resa till Lappland för att vid Sulitälma »efterforska moräner», hade någon af den tidens främste naturforskare halft tviflande, halft uppmuntrande yttrat till honom: »finner du *en*, finner du *tusen!*...» Så synes det ock arta sig med de skandinaviska fjällbildningarna. De många vackra fossilfynd, som särskildt de duktiga norska geologerna gjort inom högfjällen på senare tiden, hafva småningom ryckt den ena fliken efter den andra från den slöja, som omhöljer dessa bildningar, och låta oss hoppas, att »det algonkiska väldet» hädanefter ej skall bli alltför långvarigt inom vår viktiga fjällfråga.

Bland fält, som genom sin yttre likhet med det af föredraganden skildrade torde vara särskildt värda en närmare undersökning, ville tal. nu blott nämna trakten något N om Fatmomakke kap. i Västerbottens lappmark (Graipesvare m. fl. fjäll mellan Ransarsjöarna och Borkajaur).[1] Dess egendomliga, mäktiga serpentinbreccia och konglomerat,[2] dess olika slag af skiffrar, dess röda kvartsitsandsten m. m. påminna icke allenast till utseendet utan äfven till hela förekomstsättet lifligt om trakten kring Röragen. Tyvärr hade tal. — efter vanligheten — blott haft några få timmar på sig vid sitt enda besök å denna från flera synpunkter så lockande trakt.

Från de trakter på norska sidan, som han genomströfvat, ville han blott påminna om det i flera afseenden egendomliga fält SW om Nasafjäll, hvilket på TELLEF DAHLLS karta af 1879 betecknas som *Gaisa* och *Raipas* (eller »trias, dyas, kulformation» och »devonisk»). Att flera partier inom Ranens dalfåra — såsom vid Krogstrand och Hjärtåsen[3] — äro »postazoiska» (sannolikt siluriska), torde väl numera ingen fjällgeolog betvifla, och det är omedelbart S om detta område, som det ifrågavarande fältet vid Kjerringvandet och »Ranfjerdingselfven» vidtar. Vid den under mycket ogynnsamma förhållanden gjorda vandringen hade ock bergarterna synts honom synnerligen anmärkningsvärda.

Bland områden på östra fjällkanten å svenska sidan vore måhända företrädesvis det egendomliga Krappesvare med omgifningar, S om Adolfström, värdt en noggrann undersökning.[4]

Hr HÖGBOM framhöll, att han ingenstädes i svenska fjälltrakter iakttagit sådana bergarter, som föredraganden skildrat från devonfältet vid Röros, men att konglomeratbildningarna i bottnen på Jämtlands Röros-skiffrar ibland företedde vissa likheter med de beskrifna devonkonglomeraten.

I fråga om Dalasandstenen ansåg tal. det omöjligt att komma till någon annan slutsats, än att denna vore prekambrisk. Mest afgörande för denna åldersbestämning syntes den omständigheten, att en så lätt igenkänlig bergart som Åsbydiabasen förekommer både såsom vidt utbredda intrusiv uti Dalasandstenen och såsom bollar uti silurformationens bottenkonglomerat i östra Jämtland. — Tal. interpellerade slutligen föredr. om hans uppfattning af den allmänna tektoniken inom den skandinaviska fjällkedjan.

Hr G. DE GEER lyckönskade föredr. till såväl den märkliga upptäckten som den intressanta och sakrika utredningen. Särskildt ville tal. framhålla betydelsen af den storkuperade, postkaledoniska topo-

---

[1] F. SVENONIUS: Om olivinstens- och serpentinförekomster i Norrland. G. F. F. B. 16 eller S. G. U., Ser. C, N:o 56, sid. 17 o. f. (Bladkartan fanns ej på den tiden, hvilket förklarar en del oegentligheter i de uppgifna namnen.)
[2] Sannolikt är den hvita »kalkspaten» i denna bergart magnesit.
[3] F. SVENONIUS: Nasafjälls zink- och silfvergrufvor. G. F. F. 17: 4, sid. 444 o. f.
[4] Densamme: Eruptivens betydelse för fjällbildningarna. G. F. F. 18: 5, sid. 335 o. f.

grafi och den nära kilometermäktiga aflagring af strandsediment, som nu af föredr. påvisats. Emellertid hade tal. speciellt i fråga om analoga, devoniska strandbildningar i Skottland och på Spetsbergen, där mäktigheten ju kan uppgå till ett halft eller helt tiotal kilometer, alltid haft svårt att förstå, huru de kunnat förklaras såsom insjöbildningar. Sannolikare vore väl då aflagring i fjordar, då hvarje lokal länge genom allmän landsänkning kunnat bibehålla littorala aflagringsförhållanden. Härpå tydde nog också de spridda marina former, som då och då träffats i sådana lager. Hafsformernas sällsynthet såväl som vissa lokalt växlande egenheter hos själfva lagren torde kanske finna sin förklaring i lokala vulkaniska efterverkningar af kemisk art.

Med afseende på det intressanta så kallade rombporfyrkonglomeratet vid Kristianiafjorden, hvilket föredr. nog med rätta hänförde till samma tidsskede, hade tal. vid ett besök på platsen fått det intryck, att man här i första hand hade att göra med en delvis alldeles osorterad och oskiktad talus-breccia, som bildats utmed foten af en förkastningsbrant, genomskärande den tidigare för devonisk ansedda sandstenen och hela följden därpå liggande porfyrbäddar. Detta vore ju väl förenligt därmed, att en del af det finare talus-materialet omlagrats i vatten samt att senare förkastningar inträffat långs samma brottlinje.

Hr GOLDSCHMIDT svarede, at han vilde anbefale sine norske kolleger at undersöke det av dr SVENONIUS nævnte felt SW for Nasafjeld.

I anledning av prof. HÖGBOMS uttalelse bemerkede han, at han kun havde tænkt sig muligheten av, at der ved siden av prekambrisk Dalasandsten ogsaa kan optræde felter av lignende devonsedimenter.

Med hensyn til spörgsmaalet om fjeldtektoniken vilde han her kun fremhæve, at han ansaa en stor del av fjeldtraktens öiegneise for kaledoniske intrusivbergarter, hvis injektionsniveau samtidig optraadte som forskyvningsniveau. Ved siden av virkelige overskyvninger, som utvivlsomt forekommer, vilde han fremhæve betydningen av de kaledoniske eruptiver, hvis forskjövne masser let kan tages for overskjövet urberg.

I anledning av prof. DE GEERS uttalelse svarede foredragsholderen, at han ansaa et litet ferskvandsbækken for meget sandsynlig, fordi sedimenternes materiale og utbredelse inden devonfeltet tyder paa opragende land i alle retninger. Antager man imidlertid en fjordtopografi, saa kan man vel hævde muligheten for avleiringens marine natur.

Hr GAVELIN framhöll med anledning af föredragandens svar på hr HÖGBOMS interpellation angående fjälltektoniken, att detta svar, såvidt han rätt uppfattat föredraganden, tycktes innebära en tolkning, som i hufvudsak nära öfverensstämde med den, till hvilken tal. kommit vid sina arbeten i Lappland. Äfven tal. hade af en hel mängd olika skäl förts till den bestämda slutsatsen, att de betydande massor af intrusivbergarter, som ingå i fjällbildningarna i Lappland, måste hafva

injicerats och stelnat under själfva den kaledoniska bergskedjebildningen. Bland annat uppträdde synnerligen ofta de sliriga och bandade strukturerna hos de anortositiska bergarterna på ett sätt, som visade, att dessa strukturformer måste hafva utbildats och orienterats uti den ännu flytande magman, medan bergskedjeveckningen samtidigt pågick. Det hade därför varit med mycket stort intresse, som tal. under en exkursion genom fjälltrakterna kring Bergensbanan sommaren 1912 kunnat med egna ögon konstatera de långt gående petrografiska och geologiska likheterna mellan fjälleruptiven i Lappland och eruptivbildningarna ofvanpå fyllitafdelningen inom ifrågavarande sydvästra del af den skandinaviska fjällkedjan. Ej mindre intressant och slående föreföll det faktum, att inom den af tal. genomresta trakten af Norge en lika bestämd petrografisk kontrast syntes föreligga mellan eruptivbergarterna ofvanpå fyllitafdelningen och underlagets urberg, som den, hvilken förefinnes mellan fjälleruptiven och urberget inom de åsyftade lappländska områdena. Det syntes därför föreligga synnerligen goda skäl att betrakta de ifrågavarande öfver silurbildningar liggande eruptivbergarterna både i Norge och i Lappland såsom intruderade under den kaledoniska bergskedjebildningen.

Hr Hamberg framhöll, med anledning af föredragandens framställning af sin ståndpunkt i öfverskjutningsfrågan såsom en medlande, som ej antoge allt öfverskjutet såsom äldre, att öfverskjutningsteorien, såsom den vanligen framställdes, ingalunda förutsatte, att en öfverskjutningsskållas alla delar vore äldre än de närmast underliggande berglagren. I principerna för de skandinaviska öfverskjutningarna låge, att den västra silurfaciesen befunne sig på en tektoniskt högre nivå än den östra. Under vissa omständigheter kunde då västliga silurbildningar, vare sig de vore eruptiva eller sedimentära, ligga öfver urberg eller silur af östlig facies. Ett synnerligen vackert exempel på öfverskjutning af yngre berglager öfver äldre hade man i de nordöstra delarna af Karpaterna, där dessas tertiära sandstenszon skjutits öfver Sudeternas veckade paleozoikum. Medgivas måste visserligen, att i diskussionen om öfverskjutningsfenomenen sådana öfverskjutningar, där det öfverskjutna varit af äldre datum, spelat en stor roll, dels på grund af deras större vanlighet, dels emedan man på sådana punkter funnit de första och viktigaste stöden för öfverskjutningsteorien.

Hr Högbom ville icke bestrida, att de i fjällkedjan ingående eruptivbergarterna i Norge och i norra Lappland vore af kaledonisk ålder, men framhöll, att man i Jämtland och Härjedalen hade öfver silurbergarterna skjutna partier af ögongneis och andra eruptivbergarter, hvilka måste hänföras till urberget.

Hr P. A. Geijer höll ett af stuffer belyst föredrag *om amerikanska representanter för Lapplandsmalmernas geologiska typ.* (Jämför en uppsats i nästa häfte af Föreningens Förhandlingar.)

Efter föredraget följde diskussion, hvari deltogo hrr HOLMQUIST, H. BÄCKSTRÖM, GOLDSCHMIDT och *föredraganden.*

På en fråga af hr HOLMQUIST, huruvida Kirunamalmens petrografiska förhållanden och särskildt dess halt af augit kunde anses häntyda på ett magmatiskt bildningssätt, svarade hr GOLDSCHMIDT ungefär följande:

Dersom blandinger av apatit og magnetit krystalliserer av sin egen smeltemasse (og uten nærvær av vand eller andre mineralisatorer) saa kunde man benytte lovene for binäre smeltemassers störkning, som siger at den komponent, der er tilstede i overskud over eutektikum, först begynder at utskilles. I saa tilfælde vilde apatit krystallisere först i de mest apatitrike malme, magnetit i de mest magnetitrike. Grænsetilfældet (med samtidig begyndelse av begge komponenters krystallisation) maatte svare til en bestemt, eutektisk, sammensætning. Ved at sammenligne krystallisationsrækkefölge og totalsammensætning av forskjellige malme, maatte man kunne paavise, om denne lovmæssighet findes, i saa tilfælde vilde en rent magmatisk dannelse av malmen være særdeles sandsynlig. Imidlertid er det vel ikke sikkert, at malmenes struktur vil tillate en eksakt bestemmelse av krystallisationsrækkefölgen.

Hr GEIJER meddelade med anledning af hr GOLDSCHMIDTS yttrande, att han vid undersökningen af Kirunamalmen haft de anförda möjligheterna i åtanke, men icke kunnat iakttaga någon lagbundenhet i detta afseende. Möjligen kunde detta bero på, att malmmagman, såsom talaren hölle för sannolikt, innehållit en icke obetydlig halt af mineralisatorer.

Sekreteraren anmälde för intagande i Förhandlingarna:

PENTTI ESKOLA: An occurrence of Gahnite in Pegmatite near Träskböle in Perniö, Finland.

FREDR. SVENONIUS: Om den s. k. jättegrytan vid Smedby.

Vid mötet utdelades N:r 294 af Föreningens Förhandlingar.

An occurrence of Gahnite in Pegmatite near Träskböle in Perniö, Finland.

By

Pentti Eskola.

In the southwestern portion of the parish of Perniö in southwestern Finland the rock-crust is made up of plagioclase-gneiss showing a more coarsely crystalline structure than the leptites, but undoubtedly related to them, being a more perfectly metamorphosed facies of the same supracrustal rocks. This leptitic gneiss is composed mainly of quartz, plagioclase and biotite, the plagioclase ranging from oligoclase to andesine. It is frequently intersected by dikes of pegmatite, probably connected genetically with the large batholiths of microcline-granite which boarder the belt of the supracrustal rocks at the southern as well as at the northern side.

Some of the dikes of pegmatite contain ore minerals, the most interesting occurrence being that near the farm of Träskböle. Two dikes cut the leptitic gneiss obliquely to its strike and in each of them a pit has been made for searching ore, which, however, is present in too small amounts to have any economical value. The northern pit, where the rock is better exposed, is in pegmatite in which an ore-body is enclosed, consisting chiefly of *sphalerite* and *pyrrhotite* besides smaller amounts of *pyrite* and *chalcopyrite* (fig. 1). The sulphide mass is surrounded by quartz impregnated with sulphides and *gahnite*, all these minerals occurring in the manner of regular constituents in the pegmatite also. This pegmatite is com-

posed of cross-hatched *microcline* with some *albite* in perthitic intergrowth, *oligoclase-andesine*, the extinction angle on (001) being 0° and on (010) 3° 30′, and *quartz*. The largest individuals are some 5 cm in diameter, plagioclase being the most idiomorphic of the chief constituents. The ore minerals are found as inclusions in each of the siliceous minerals, but the gahnite only shows euhedral crystalline forms.

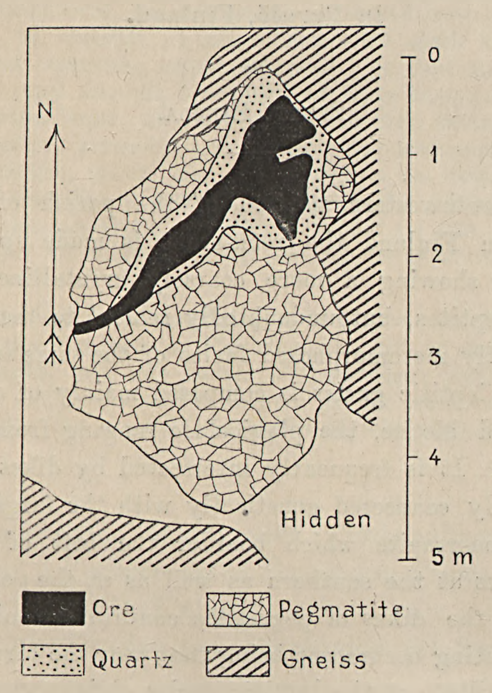


Fig. 1. Sketch-map of the occurrence of sulphides in pegmatite near Träskböle.

As to the origin of the ore minerals in this pegmatite, the writer's opinion is that it is, in a certain sense, secondary, the pegmatite magma having intruded through ore-bearing formations and having assimilated some of the compounds which then have recrystallized, zinc aluminate having partly been formed in stead of the zinc sulphide. Thus the ore-body illustrated in fig. 1 would be explained as a fragment

in the pegmatite. Many facts are in favour of this hypothesis. Thus, in the most southern of the pits near Träskböle sulphides are found as well in the pegmatite as in its country-rock. At another place, about one kilometer to the west, near the farm of Skoila, *galenite*, *pyrite* and other sulphides occur in the leptitic gneiss (without any trace of »skarn»). In contact with the larger ore-bodies no pegmatite is found here, but in the close vicinity a dike of pegmatite occurs cutting a lens of sulphide-bearing quartz. This pegmatite contains pyrite. Midway between the two above-named loca-



Fig. 2. Gahnite, enclosed in quartz. The dark mineral is sphalerite. One nicol. Magn. 24 diam.

lities a lens of cordierite-anthophyllite-fels occurs, nearly 300 meters in length. In certain parts of the lens this rock contains considerable amounts of pyrrhotite, and it is intersected by dikes of pegmatite exactly in the manner of younger intrusions.

The cordierite-anthophyllite-fels from Träskböle will be described in another paper where the petrology of the leptite belt will be treated. Only a description of the gahnite follows here.

The *gahnite* occurs rarely as crystals but generally as rounded, irregularly formed grains (fig. 2), at most about 1 cm in diameter. The amount of this mineral is largest

near the sulphide mass, but it can not be found in this mass itself. It is embedded in quartz or feldspar and very often surrounded by and partly intergrown with sulphidic minerals. Under the microscope the boundary between the spinel and the other minerals is always seen to be marked by a thin layer of a colourless clustery mineral, probably *calamine*, with *muscovite* and *chlorite*. No microscopical inclusions have been observed in the gahnite, and it is quite unaltered.

Only simple crystals were found. The common form is octahedron, with which narrow planes of dodecahedron sometimes are combined. The cleavage after (111) is fairly distinct and gives raise to shining planes when the mineral is grinded, and marked traces of cleavage are seen in thin sections. Hardness is a little greater than that of quartz. The specific gravity was determined with a pycnometer, obtaining $\delta = 4{,}465$ at 15° C. The sample, of which 1,3891 g were used, was prepared in the same way as for the chemical analysis, but treated with hydrofluoric acid for a much longer time, over 12 hours, in order to expel the adherent quartz. Nevertheless some amount of quartz had remained unattacked, a rather coarse powder having been used; 0,71 % silica was found. Assuming all this silica to have been present as quartz ($\delta = 2{,}653$), the real specific gravity of this gahnite is found to be 4,478.

Luster is vitreous to greasy, colour black, in thin edges and fine grains bluish green. In thin sections the colour is still rather intense. The streak is grayish green. This gahnite, like spinels in general, is optically perfectly isotropic. The index of refraction was determined in a prism whose refracting angle was 22°29′. The mineral being weakly translucent, the determination was made in white light, where the prism gave a spectrum in which bluish green only was distinctly visible. As for yellow, four readings gave somewhat variable results, while as for green the results of three inde-

pendent measurements were nearly invariable; the latter colour compared with those of the sun spectrum can be assumed to have the wave-length of F-line.

	1.	2.	3.	4.	Average.
n_{yellow}	1,8071	1,8066	1,8053	1,8071	1,807
n_{green}	1,8195	1,8198	1,8195	—	1,8196

This mineral can be dissolved with great difficulty in warm concentrated sulphuric acid, whilst in other acids it is practically insoluble. As fine powder fused with sodium carbonate sufficient to produce a liquid fusion it is readily decomposed.

For analysis, the purest possible grains were selected and grinded in a diamond mortar. The greater part of adhering silicates were separated with methylene iodide, the sulphides destroyed by heating during three hours over a steam bath with strong aqua regia, and finally the mass was treated for half an hour with hydrofluoric and sulphuric acid. Thus prepared the sample still contained quartz, but it was free from all other impurities. The results of the analysis are as follows:

	I.	II.	Average.	Molecular proportions	
Al_2O_3	55,74 %	—	55,74 %	0,545	0,551
Fe_2O_3	0,95	0,85	0,90	0,006	
FeO	11,73	—	11,73	0,163	0,551
ZnO	27,98	—	27,98	0,344	
NiO	0,02	—	0,02	—	
MnO	0,22	—	0,22	0,003	
CaO	none	none	none	—	
MgO	1,55	1,72	1,64	0,041	
SiO_2	1,64	—	1,64	—	
TiO_2	trace	—	trace	—	
H_2O	0,16	—	0,16	—	
	99,99	—	**100,03**	—	

The separation of the sesquioxides and the monoxides was done by double precipitation of the former with sodium succinate. In II, the sesquioxides were precipitated with barium

carbonate, but here a complete separation was not achieved, and the precipitate contained zinc oxide also. The total sum $Al_2O_3 + ZnO + MnO + NiO$ was in this case 83,81 % (in I it was 83,96 %). Nickel was separated from zinc and manganese by the extraction of the sulphides with cold diluted hydrochloric acid. The presence of nickel, which was not formerly mentioned in any spinel, was confirmed by a qualitative test in a separate sample. Ferrous iron was determined according to the Mitscherlich method.

The formula of this gahnite is to be written: $(Zn, \overset{II}{Fe}, Mg, Mn, Ni)(Al_2, \overset{III}{Fe_2})O_4$. It is characteristically poor in ferric oxide, being most closely related to the variety named *automolite.* If the small amount of Fe_2O_3 is neglected, the mineral can be regarded as composed of 62 mol. % $ZnAl_2O_4$, 30 mol. % $FeAl_2O_4$ (hercynite) and 8 mol. % $MgAl_2O_4$ (pleonaste). Its comparatively high proportion of zinc spinel molecules causes its high specific gravity and strong refringence. Of the last named property hitherto only one determination was made on any gahnite, by Michel-Lévy and Lacroix, giving $n = 1,765$, a value apparently obtained from some variety rather poor in zinc spinel. For the hercynite the same authors give $n = 1,749$; for pleonaste from Åker Zimanyi found $n = 1,7200$. Probably the refractive index of the pure zinc spinel would be still much higher than the value obtained for the example under consideration: $n_{green} = 1,8196$.

The strong refringence of the gahnite affords a possibility of easily distinguishing this mineral from all other spinels by optical means, using the immersion method. It was successfully practised by the writer with gahnite from several localities in the Orijärvi region. These examples all showed a refringence higher than 1,785, i. e. that of methylene iodide saturated with sulphur.

The Mineralogical and Geological Institute of the University of Helsingfors.

Die radioaktiven Substanzen und die geologische Forschung.

Eine Übersicht.

Von

Axel Hamberg.

Einleitung.

Die sogenannten radioaktiven Substanzen gehören zu drei Reihen von Elementen, der Uran-, Aktinium- und Thoriumserie, deren merkwürdigste Eigenschaft die eigentümlichen Umwandlungsprozesse der Elemente bilden (vergl. d. Übersichtstafel auf der folgenden Seite). Diese finden im allgemeinen unter Aussendung eigentümlicher Strahlen, α-, β- und γ-Strahlen, statt. Die α-Strahlen bestehen aus positiv geladenen Heliumatomen, die mit etwa $^1/_{15}$ der Geschwindigkeit des Lichtes hinausgeschleudert werden. Man nimmt an, dass alle Elemente, die α-Strahlen aussenden, 4 Einheiten ihres Atomgewichtes, entsprechend dem Atomgewicht des abgegebenen Heliumatoms, verlieren und also in Elemente übergehen, die um 4 Einheiten geringere Atomgewichte besitzen. Die β- und γ-Strahlen hingegen scheinen keine Verringerung des Atomgewichtes zu verursachen. Im grossen ganzen führt jedoch die radioaktive Desintegration von Elementen mit hohem Atomgewicht zu solchen mit geringerem Atomgewicht. Die Elemente der Uranreihe beginnen mit Uran, welches mit einem Atomgewicht von 238.5 das schwerste aller bekannten Elemente ist und scheint mit Blei mit dem Atomgewicht von 207 zu schliessen. Die Uraniumreihe dürfte die wichtigste und am besten bekannte Reihe der radioaktiven Serien sein. Zur dieser gehören

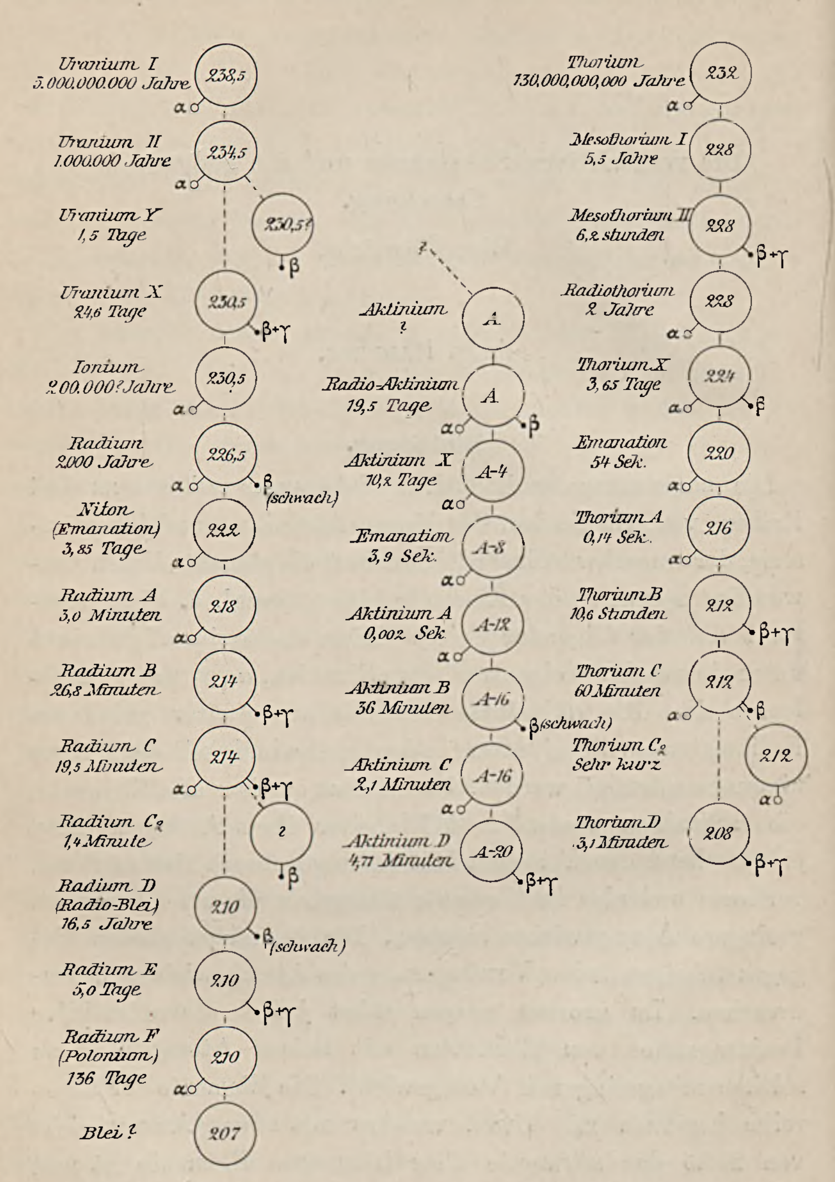


Fig. 1. Halbumwandlungsperioden, Atomgewichte und Strahlungen der radioaktiven Substanzen. Hauptsächlich nach Angaben von RUTHERFORD.

die Elemente Ionium (Atomgew. 230.5), Radium (Atomgew. 226.5), die gasförmige Radiumemanation oder Niton (Atomgew. 222) sowie Polonium (Atomgew. 210). Alle drei Reihen besitzen ein gasförmiges Zwischenprodukt, das als Emanation bezeichnet wird.

Die Desintegration der Elemente ist, soweit bekannt, von Temperatur und Druck, sowie von vorhandenen Atomen oder Molekülen anderer Substanzen unabhängig (vergl. S. 70) und geschieht mit einer für jedes Element charakteristischen Geschwindigkeit, welche durch die sog. Halbumwandlungsperiode angegeben zu werden pflegt, oder die Zeit, welche für die Desintegration der Hälfte irgendeiner Menge des Elementes erforderlich ist. Die Halbumwandlungsperioden sind für die verschiedenen Elemente sehr verschieden, wie aus der nebenstehenden Tafel hervorgeht. Für Uran, Ionium, Radium, Niton (= Radiumemanation) und Polonium sind diese Perioden: 5,000,000,000 Jahre, bezw. 200,000? Jahre, 2,000 Jahre, 3.85 Tage, 136 Tage. Nach nochmaligem Verlauf dieser Zeit ist nur noch der vierte Teil übrig. Die Quantitäten veringern sich also nach einer geometrischen Serie, wenn die Zeit nach einer arithmetischen zunimmt (OSTWALD).

Bei Beginn der Desintegration des Urelementes (Uran oder Thorium) bilden sich von den folgenden Elementen immer grössere Mengen; nach einiger Zeit entsteht jedoch ein Gleichgewichtszustand, in welchem die in der Zeiteinheit neugebildeten und zerfallenen absoluten Mengen jedes Zwischengliedes einer radioaktiven Serie unter sich gleich gross sind. Die prozentuale Desintegrationsgeschwindigkeit eines jeden Elementes ist aber äusserst verschieden, wie man aus folgender — aus den Angaben RUTHERFORD's geholter — Zusammenstellung der verschiedenen bei radioaktivem Gleichgewicht vorhandenen Mengen der Elemente der Uran- und der Thoriumreihen ersehen kann.

Die Endprodukte haben dagegen kein bestimmtes quantitatives Gleichgewicht, sondern häufen sich im Laufe der Zeit.

Elemente	Gewicht in *gm* per 1,000 *gm* Uran	Elemente	Gewicht in *gm* per 1,000 *kg* Thorium
Uranium I .	1,000	Thorium .	1 000 000
Uranium II .	0.196 ?	Mesothorium I .	0.00 042
Uranium Y .	0.00 000 000 08	Mesothorium II	0.00 000 005 2
Uranium X .	0.00 000 001 3	Radiothorium .	0.00 015
Ionium . .	0.039 ?	Thorium X . .	0.00 000 074
Radium . . .	0.00 034	Emanation . .	0.00 000 000 012
Niton . . .	0.00 000 000 19	Thorium A . .	0.00 000 000 000 031
Radium A .	0.00 000 000 000 1	Thorium B . .	0.00 000 008 5
Radium B .	0.00 000 000 000 9	Thorium C . .	0.00 000 000 79
Radium C .	0.00 000 000 000 7	Thorium D . .	0.00 000 000 013
Radium D .	0.00 000 29		
Radium E .	0.00 000 000 24		
Radium F (Polonium)	0.00 000 006 5		

Das durch jede α-Strahlung erzeugte Helium ist eines der Endprodukte dieser drei radioaktiven Reihen. Blei scheint ein zweites Endprodukt der Uranium-Radiumserie zu sein.

Bei diesen Umwandelungen macht sich eine bedeutende Wärmeentwicklung geltend, die wohl grösstenteils durch die enorme Geschwindigkeit, mit der die α-Partikelchen abgeschleudert werden, verursacht wird. Für ein Gramm Uran im Gleichgewicht mit seinen Zerfallsprodukten beträgt diese Wärmeentwicklung 0.00 007 7 g Kal. per Stunde. Thorium erzeugt unter gleichen Verhältnissen, 0.00 002 7 g Kal. per Stunde und Gramm. Bedeutend grösser ist indessen die Wärmemenge, welche die rascher zerfallenden, α-Strahlen aussendenden Elemente hervorbringen. Ein Gramm Radium z. B. gibt im Gleichgewicht mit seinen Desintegrationsprodukten 133 g Kal. per Stunde oder 0.037 Kal. per Sekunde ab.

Die von den radioaktiven Substanzen ausgesandten Strahlen besitzen ein sehr grosses Durchdringungsvermögen. Die α-Strahlen werden, was auch bei Kenntnis ihrer materiellen Beschaffenheit natürlich erscheint, am leichtesten absorbiert. Von einem Blatt Papier oder von einigen Zentimetern Luft bei atmosphärischem Druck werden sie vollständig absorbiert. Die

β-Strahlen, die aus negativ geladenen Elektronen zu bestehen scheinen, haben ein ungefähr 100 Mal so grosses Durchdringungsvermögen wie die α-Strahlen, werden aber von einer 5 *mm* dicken Aluminiumplatte oder von einer 1 *mm* dicken Bleiplatte einigermassen vollständig absorbiert; die γ-Strahlen sind analog mit den stark durchdringenden Röntgenstrahlen und besitzen ein ungefähr 10—100 Mal grösseres Durchdringungsvermögen als die β-Strahlen. Durch ihr verschiedenartiges Durchdringungsvermögen lassen sich die verschiedenen Arten von Strahlen von einander unterscheiden.

Da die α-Strahlen positiv und die β-Strahlen negativ geladen sind, biegen sich diese verschiedenen Arten von Strahlen in einem magnetischen Felde nach verschiedenen Seiten. Für die β-Strahlen ist die Ablenkung besonders stark. Auf die γ-Strahlen übt das Magnetfeld keinerlei Einwirkung aus.

Jede der drei verschiedenen Arten von Strahlen hat nicht immer dieselbe Intensität. Als ein Mass der verschiedenartigen Energie der α-Strahlen kann ihr verschiedenartiges Durchdringungsvermögen durch Luft von bestimmter Temperatur und bestimmtem Druck dienen. Bei 0° und 760 *mm* Druck durchdringen nach RUTHERFORD [1]) die α-Strahlen von folgenden Elementen Luftschichten von folgender Dicke (vergl. auch S. 52), ehe sie erlöschen.

Uranium I	2.37 *cm*	Thorium	2.58 *cm*
Ionium	2.84 »	Thoriumemanation .	5.2 »
Radium	3.13 »	Thorium Ca . . .	8.15 »
Radium C	6.57 »	Aktiniumemanation	5.40 »

Die β-Strahlen sind sehr verschiedenartig. Man spricht von harten und weichen β-Strahlen. Die ersteren besitzen ein grösseres Durchdringungsvermögen als die letzteren. Mischungen von verschiedenen β-Strahlen können teils durch Ab-

[1]) RUTHERFORD: Radioactive Substances and their radiations. Cambridge 1913. S. 164.

sorptionsfilter (Metallplatten) von verschiedener Dicke, teils durch Ablenkung in einem Magnetfelde analysiert werden.

Diese sämtlichen Strahlen wirken auf die photographische Platte ein, besonders die β-Strahlen haben eine kräftige Einwirkung. Alle drei Arten von Strahlen wirken auf Gase ionisierend und machen sie elektrisch leitfähig. In dieser Beziehung sind die α-Strahlen bei weitem am kräftigsten.

Die Elemente der Aktiniumreihe werden regelmässig zusammen mit denen der Uranreihe angetroffen und man vermutet deshalb, dass sie eine von dieser abgezweigte Reihe sei, die ihre Wurzel in einem der Elemente vor dem Radium haben dürfte, denn reines Radium erzeugt kein Aktinium. Nach RUTHERFORD gehen nur 8 % des Mutterelementes in Aktinium über, der Rest bildet die Hauptreihe, zu der Radium gehört. Auch einige andere Elemente, Radium C_2 und Thorium C_2, scheinen Verzweigungen zu bilden (siehe die Tafel d. S. 32). Im folgenden müssen die Elemente der Aktiniumreihe unberücksichtigt gelassen werden, da deren Verhältnisse noch allzu wenig bekannt sind.

Da man vermutete, dass eine schwache Radioaktivität eine allgemeine Eigenschaft der Körper sei, hat man die verschiedensten Elemente in dieser Hinsicht untersucht. Das Resultat dieser Untersuchung ist aber gewesen, dass von den übrigen bekannten Elementen nur Kalium und Rubidium als radioaktiv zu bezeichnen sind. Die Salze dieser Elemente senden eine äusserst schwache β-Strahlung aus, die dem Gehalt des Elementes entspricht und also wahrscheinlich, nicht von Verunreinigungen herrühren kann. Die ionisierende Wirkung von Kalium und Rubidium ist aber nur ungefähr $\frac{1}{1000}$ derjenigen des Uran.

Das Vorkommen der radioaktiven Substanzen.

Die Menge der radioaktiven Substanzen in Mineralien oder Gesteinen steht im allgemeinen in Proportion zu den Urelementen, welche dieselben erzeugen, d. h. zu deren Uran- und

Thoriumgehalt, doch sollen Ausnahmen vorkommen. In der Regel dürfte angenommen werden können, dass uranhaltige Mineralien für jedes Gramm Uran beispielsweise 0.00 000 034 g Radium enthalten. Dies trifft für Pechblende von verschiedener Herkunft, sowie für Thorianit von Java zu. Eine weitaus geringere, zwischen einem und drei Fünfteln des normalen Wertes wechselnde Radiumproportion haben dagegen mehrere Verfasser (Frl. GLEDITSCH, SODDY und PIRRET, MARCKWALD und RUSSEL) im Autunit (Uranglimmer) gefunden. Vielleicht ist (nach letztgenanntem Verfasser) die Ursache hierfür in der chemischen Struktur dieses Minerals zu suchen, dessen grosser Wassergehalt (ungef. 20 %) eine Auswässerung des Radiumgehaltes zustande bringen könnte. Obgleich demnach Ausnahmen vorhanden zu sein scheinen, liegt trotzdem keine Veranlassung vor, die allgemein gültigen radioaktiven Proportionen nicht anzunehmen.

Zur Bestimmung der Mengen der radioaktiven Substanzen genügt es also im allgemeinen, eines der in jeder Reihe enthaltenen Elemente zu bestimmen. Für diesen Zweck besonders geeignet sind die Emanationen, die sich als gasförmige Zwischenglieder von den festen Elementen leicht unterscheiden lassen. Eine äusserst empfindliche Methode, die Menge der Emanation zu bestimmen, hat man durch deren entladende Wirkung auf ein geladenes Elektroskop. Es existiert auch eine Möglichkeit, das Niton (= Radiumemanation) von den beiden anderen Emanationen zu unterscheiden; nämlich dadurch, dass das Niton infolge seiner eigenen grösseren Lebensdauer und der des Radiums aus einem von Emanationen befreiten Produkt langsam neugebildet wird, während die anderen Emanationen rasch ihren Maximalwert erreichen. — Es haben sich mehrere verschiedene Verfahren herausgebildet, um mit Hilfe von Emanationen die radioaktiven Substanzen zu bestimmen.

I. STRUTT, JOLY, BÜCHNER u. A. [1]) bringen das Mineral oder

[1]) Siehe z. B.: E. H. BÜCHNER, Der Radiumgehalt von Gesteinen. — Jahrbuch d. Radioaktivität u. Elektronik. Bd. 10, 1913, S. 516.

Gestein in Lösung. Handelt es sich um ein Silikat, wie das gewöhnlich der Fall ist, so muss dieses erst feinpulverisiert und mit Kalium-Natriumkarbonat aufgeschlossen werden. Hierbei ist, wie bei allen hierhergehörigen chemischen Operationen, genau darauf zu achten, dass nur solche Reagenzien verwendet werden, die selbst keinerlei radioaktive Substanz enthalten oder man muss wenigstens einen eventuellen Gehalt in Rechnung ziehen. Die Schmelzung wird mit destilliertem Wasser behandelt, wodurch eine alkalische Lösung mit einem ungelösten Rückstand entsteht, der in den meisten Fällen in Salzsäure löslich ist. Sollte etwas ungelöst zurückbleiben, muss dieses einer neuen Behandlung unterworfen werden. Als Endresultat der Aufschliessung erhält man bei den meisten Silikaten eine alkalische und eine saure Lösung, welche jede für sich in gut verschlossenen und nur bis zu 4/5 gefüllten Kolben verwahrt werden. Während des Schmelzens mit Karbonat und beim Kochen der Lösungen wird die vorher vorhandene Emanation ausgetrieben. Die Thoriumemanation bildet sich indessen so rasch wieder, dass, wenn ein schwacher Luftstrom durch die Lösungen in das Elektroskop geleitet wird, eine Mengenbestimmung des Elementes der Thoriumreihe beispielsweise durch Vergleich mit dem Resultate aus einer Thoriumlösung von bekanntem Gehalt erhalten werden kann. Die Aktiniumemanation dagegen kann nicht in erwähnenswerter Menge mitkommen, weil ja die Halbumwandlungsperiode dieser Emanation nur 3.9 Sek. beträgt; nach Verlauf von einer Minute ist nur ungefähr 0.003 % der ursprünglichen Menge übrig und es dürften daher keine erwähnenswerten Mengen Aktiniumemanation in das Elektroskop gelangen.

Die Radiumemanation hingegen bildet sich langsam neu und besitzt eine weitaus grössere Lebensdauer. Im Verlauf von vier Tagen können sich nur ungefähr 50 % der den Gleichgewichtszustand charakterisierenden Menge Niton bilden,[1]) in 20 Tagen entstehen 97.6 % derselben Menge. Wünscht man

[1]) Vergl. J. JOLY: Radioaktivity and Geology. S. 258.

die ganze Emanationsmenge mitzunehmen, so müssen die Flaschen wenigstens einen Monat verwahrt werden, andernfalls muss eine Korrektion für die noch nicht gebildete Menge Niton vorgenommen werden. Die Dauerhaftigkeit des Nitons ist keineswegs gross, ihre Halbumwandlungsperiode beträgt 3.85 Tage, daraus kann man berechnen, dass im Verlauf von einer halben Stunde ungefähr 0.35 % der ganzen Emanationsmenge umgewandelt wird.

Die Emanation wird durch Kochen von den Lösungen getrennt und in ein Reservoir eingeführt, aus dem sie später in das geladene Goldblattelektroskop hineingezogen wird, dessen Entladungen dann unter dem Mikroskop und mit der Uhr beobachtet werden. Es existieren mehrere Varianten dieser Methode.

II. Um den beschwerlichen Aufschliessungsprozess, sowie die Gefahr einer Übertragung radioaktiver Reagenzien auf die Probe zu vermeiden, verwendet Ebler folgende Methode. Die Substanz wird am besten ohne Zusatz von Reagenzien in einer Platinschale geschmolzen, diese muss dann eine Zeitlang in einer verschlossenen Quarzröhre stehen; dann wird die Luft abgepumpt, die Substanz umgeschmolzen und die im Vakuum ausgetriebene Emanation mittelst Luftpumpe in das Elektroskop eingeführt.

III. Eine ähnliche Methode benutzt Joly, doch mit der Änderung, dass die pulverisierten Gesteine mit Natriumkarbonat gemischt werden, was die Schmelzung erleichert und die Entwicklung von Kohlensäure verursacht, die die Emanation mit sich reisst. Diese Methode scheint bedeutend höhere Resultate zu geben als die zuerst angeführte.

Ausser diesen Methoden, welche sich auf die Bestimmung der radioaktiven Substanzenmengen durch Untersuchung des Emanationsgehaltes gründen, sind auch Methoden angewendet worden, die sich einfach nur der ionisierenden Wirkung des in einem Elektroskop angebrachten Minerals oder Gesteins bedienen.

IV. Schon Elster und Geitel machten Untersuchungen

über die Radioaktivität der verschiedenen Gesteine durch Bestimmung der ionisierenden Fähigkeit des Pulvers in Luft. Eine ähnliche Methode hat später A. GOCKEL[1]) benutzt. Es sind, wie bereits erwähnt wurde, hauptsächlich die α-Strahlen, die auf Gase ionisierend wirken und GOCKEL nimmt an, dass die Strahlung zur Menge der radioaktiven Substanzen in direkter Proportion steht. Diese Methode, für welche keinerlei chemischen Operationen erforderlich sind und bei der die Messungen unter Zuhilfenahme des in einer dünnen Schicht ausgebreiteten Minerals oder Gesteinspulvers ausgeführt werden, ist bei weitem einfacher als die vorher angeführten, dürfte aber keine so zuverlässigen Resultate geben. Dies beruht hauptsächlich auf der starken Absorption der α-Strahlen im Pulver selbst. Diese verursacht, dass Gesteinspulver von verschiedenem Gehalt an radioaktiven Substanzen keine vergleichbaren Resultate geben; ausserdem kann die eigene Beschaffenheit der absorbierenden Substanzen einwirken.

Durch die Emanationsmethoden und durch die Strahlungsmethode hat die Bestimmung des Vorhandenseins radioaktiver Substanzen eine Empfindlichkeit erreicht, die den aller empfindlichsten Reaktionen der Spektralanalyse und der Farbenindikatoren gleichgestellt werden kann.

Bereits vor ungefähr 5 Jahren wurden von R. J. STRUTT ziemlich ausführliche Untersuchungen über den »Radium»- Gehalt in Gesteinen angestellt. Seine Resultate werden nachstehend mit einer von EVE eingeführten Korrektur für einen Fehler im Radiumstandard angegeben.[2])

Eruptivgesteine (nach STRUTT).

		Radium in Gewichtprozenten:
Granit	Rhodesia	0.00 000 000 048
»	Cornwall	47

[1]) A. GOCKEL: Die Radioaktivität von Gesteinen. — Jahrbuch f. Radioaktivität u. Elektronik. Bd. 7, 1910.

[2]) Diese Bestimmungen sind vorher in mehreren Arbeiten wiederholt abgedruckt worden.

		Radium in Gewicht-prozenten:
Zirkonsyenit	Norwegen	0.00 000 000 047
Granit	Cornwall	42
»	Kap der guten Hoffnung . .	36
»	Cornwall	35
»	Westmorland	33
Syenit	Norwegen	24
Granit	Devon	18
»Blue Ground»	Kimberley	17
Leucitbasanit	Vesuv	17
Hornblendegranit	Aegypten	12
Pechstein	Isle of Eigg	10
Hornblendediorit	Heidelberg	10
Augitsyenit	Norwegen	09
Peridotit	Isle of Rum	07
Olivinbasalt	Skye	07
Olivineukrit	Isle of Rum	06
Basalt	Victoria Falls	06
Hornblendegranit	Leicestershire	06
Dolerit	Isle of Canna	06
Grünstein	Cornwall	06
Basalt	Antrim	05
Serpentin	Cornwall	05
Granit	Isle of Rum	04
Olivingestein	» » »	03
Dunit	Loch Scaivig	03
Basalt	Grönland	03

Sedimentgesteine (nach STRUTT).

Oolit	Bath	0.00 000 000 029
»	S:t Albans Head	20
Marmor	East Lothian	19
Kimmeridge-Lehm	Ely	19
Petroleumführender Sandstein	Galizien	15
Dachschiefer	Wales?	13
Sandstein	Cornwall	13
Gault-Lehm	Cambridge	11
Lehm	Essex	09
Roter Sandstein	East Lothian	08

		Radium in Gewichtprozenten:
Feiner Kies	Essex	0.00 000 000 007
Roter Kalk	Hunstanton	05
Feuerstein	Essex	05
Weisser Marmor	Indien	03
Marmor	East Lothian	03
Kalk, Mündung eines Schachts	Cambridge	01
» Grund desselben	»	04

Es dürfte überhaupt äusserst wenig Gesteine geben, die keine nachweisbaren Mengen von Radioaktivität enthalten. Dass sich die radioaktiven Substanzen in der Erdrinde als so verbreitet erwiesen haben, ist somit durch die Feinheit der Analysenmethode zu erklären. Gäbe es auch für andere seltene Elemente ebenso scharfe Methoden, würden diese wahrscheinlich ebenfalls eine ähnliche Verbreitung in der Erdrinde aufweisen. In dem weitaus leichter zu untersuchenden Meerwasser hat man mit gewöhnlichen Analysenmethoden das Vorhandensein kleinerer Mengen von einer Reihe weniger gewöhnlichen Elementen konstatiert, wie z. B. 0.00 09 % Arsen, 0.00 000 1 % Silber und 0.00 000 5(??) % Gold. Dieser Gold- und Silbergehalt ist jedoch im Vergleich zu dem Radiumgehalt der Gesteine höchst ansehnlich oder ungefähr 10,000 Mal so gross wie letzterer.

Der Radiumgehalt scheint indessen auch bei Gesteinen derselben Art sehr zu wechseln. Beim Granit ist z. B. ein Gehalt angetroffen worden, der zwischen 4.8 und 0.4 Zehnmilliardenteilen des Gewichtsprozentes wechselt. In den basischen Gesteinen scheint jedoch ein hoher Radiumgehalt durchwegs zu fehlen. Wenn man eine grössere Anzahl von Analysen nach dem Kieselsäuregehalt der Gesteine gruppiert, so kommt auch ein auffallender Zusammenhang zwischen den hohen Kieselsäuregehalten und den hohen Radiumgehalten zum Vorschein, obgleich in einzelnen Fällen starke Abweichungen vorkommen. Diese Übereinstimmung tritt besonders

deutlich in der von HOLMES[1]) gemachten Zusammenstellung von Resultaten mehrerer verschiedener Forscher zutage.

Radium in Zehnmilliardenteilen des Gewichtprozentes bei Eruptivgesteinen.

Beobachter	Saure		Intermediäre		Basische		Ultrabasische	
	Anzahl Proben:	Ra	Anzahl Proben:	Ra	Anzahl Proben:	Ra	Anzahl Proben:	Ra
STRUTT	11	2.59	4	2.25	9	0.52	4	0.46
FARR und FLORENCE	3	1.83	4	1.68	6	0.54	—	—
BÜCHNER	8	2.61	15	1.64	4	0.73	—	—
FLETCHER	4	0.85	20	0.85	5	0.71	—	—
HOLMES	8	2.80	—	—	4	0.85	10	0.51
JOLY	86	3.01	48	2.57	31	1.28	—	—

Die betreffende Gesetzmässigkeit tritt ohne Ausnahme für alle von demselben Beobachter gefundenen Mittelwerte hervor. Die verschiedenen Forscher haben zwar sehr verschiedene Werte für dieselben Gesteinsarten erhalten, dies ist aber augenscheinlich auf Abweichungen in den Arbeitsmethoden der einzelnen Beobachter zurückzuführen.

Eine Erklärung für den grösseren Radiumgehalt bei sauren Gesteinen hat man darin zu finden vermeint, dass diese öfter gewisse akzessorische, vorzüglich radiumführende Mineralien enthalten. Solche sind Zirkon, Xenotim, Fergusonit, Samarskit, Euxenit und andere verwandte Mineralien. Von diesen ist besonders der Zirkon ein in sauren Gesteinen gewöhnliches akzessorisches Mineral. Die übrigen sind ebenso wie der Zirkon typische Pegmatitmineralien und man könnte deshalb wohl erwarten, dass sie auch in Granit- und Syenitgesteinen vorkommen, obzwar ihr Vorhandensein in sehr kleinen Körnern schwer zu konstatieren sein dürfte. Doch enthalten

[1]) The Age of the Earth. London & New York 1913. S. 130.

saure Gesteine keineswegs immer solche akzessorischen Mineralien. Davon dürfte der von STRUTT nachgewiesene starke Wechsel in der Radioaktivität dieser Gesteine herrühren.

Eine ähnliche Verbreitung wie sie Uran und Radium haben, darf auch für Thorium und dessen Zerfallsprodukte in Gesteinen angenommen werden, obgleich die Untersuchungen hierüber noch sehr unvollständig sind. Auch Thorium wird vorzugsweise in Mineralien angetroffen, die für saure Gesteine oder Pegmatitgänge charakteristisch sind, wie Orthit, Thorit, Gadolinit, Pyrochlor, Samarskit, Aeschynit, Xenotim, Monazit u. a. Von diesen ist insbesondere Orthit in geringen Mengen ein keineswegs ungewöhnlicher Bestandteil saurer Gesteine.

Sedimentgesteine scheinen durchwegs einen niedrigen Radiumgehalt zu haben. Besonders scheint dies für chemische Sedimente zu gelten, wie Gips, Steinsalz, Anhydrit und Kalksteine, von denen sich ein Teil als gänzlich inaktiv erwies (GOCKEL). Ausnahmsweise haben kristallinische Kalksteine eine besonders hohe Radioaktivität aufgewiesen (Kalkstein mit *Eozoon bavaricum* nach GOCKEL). Mechanische Sedimente haben ebenfalls einen geringen Radiumgehalt. Dies scheint auch natürlich, zumal die Hauptbestandteile dieser Gesteine Quarz und Glimmer bilden. Bei der Zerstörung der Eruptive, welche das Material zu deren Entstehung gegeben haben, ist Feldspat oft in Glimmer verwandelt worden. Eine Verwitterung oder Auflösung hat dabei auch die Uran oder Thorium führenden Mineralien treffen können, wodurch diese, hauptsächlich in äusserst kleinen Mineralkörnern vorkommenden Substanzen in Lösung gebracht werden konnten. Eine Anreicherung grösserer Kristalle von Zirkon in den Konglomeratablagerungen der Flussbetten scheint jedoch auch infolge der grossen Schwere und Härte dieses Minerals möglich zu sein. Dies ist ja auch aus solchen Funden bekannt.

An schwedischen Gesteinsarten scheinen noch keine systematischen Untersuchungen nach den vorher angegebenen Methoden (durch Austreibung der Emanation oder durch die

Strahlung des Gesteinspulvers) ausgeführt worden zu sein. Dagegen liegt eine von Hj. Sjögren und N. Sahlbom[1]) gemachte ausführliche Untersuchung über die Emanation schwedischer Quellwässer vor. Sie fanden, dass diamantgebohrte Brunnen in Granit die grösste Emanationsmenge enthielten, Brunnen in den schonischen rätischen Schiefern dagegen die geringste. Quellen aus Quartärschichten nahmen eine Zwischenstellung ein, unter diesen haben die aus Rullstensåsar und Moränen kommenden einen höheren Emanationsgehalt als diejenigen, die aus Tonablagerungen und Torfmooren hervorkommen.

In diesem Zusammenhang sei auch erwähnt, dass, wie es sich nach den Untersuchungen von A. E. Nordenskjöld, Cl. Winkler, J. Landin u. A. gezeigt hat, der Kolm in den schwedischen Alaunschiefern Uran und Radium enthält, sowie, dass diese Substanzen auch im bituminösen Alaunschiefer vorkommen. In Kolm aus den Kambrischen Alaunschiefern von Vestergötland fand Winkler 22.8 % Asche und in der Asche etwa 2¼ % U_3O_8 oder 1.9 % Uran. Der Kolm enthält somit etwa 0.43 % Uran und im Gleichgewicht damit ungefähr 0.00 000 015 % Radium oder beiläufig 500 Mal so viel wie ein gewöhnlicher Granit. Nordenskiöld[2]) fand auch Uran in einem anthrazitähnlichen Mineral aus den Gruben in Dannemora, im Erdpech von Kallmora, sowie in einem bituminösen Mineral, Huminit, aus dem Gestein in der Nähe von Nullaberg in Värmland. Diese Funde bilden ein besonderes, sonst kaum beobachtetes Blatt in der Naturgeschichte der radioaktiven Substanzen; sie zeigen deren Paragenese mit dem Bitumen von sowohl eruptiven als sedimentären Gesteinen, sowie die Fähigheit der radioaktiven Substanzen dem Bitumen auf seinen Wanderungen im Gestein zu folgen.

Wie die Sedimentgesteine enthalten auch die kristallinen

---

[1]) Undersökningar af radioaktiviteten hos svenska källvatten. — Arkiv f. Kemi, Mineralogi och Geologi etc. af Kgl. Vet. Akad. Bd 3. N:o 2. Stockholm. 1907.

[2]) Einige Bemerkungen usw. — Öfvers. Kgl. Vet. Akad. Förhandl. 1901. S. 505.

Schiefer einen verhältnismässig geringen Gehalt an radioaktiven Substanzen Diese Gesteine sind jedoch noch recht wenig untersucht und eine Klassifikation einer grösseren Anzahl Bestimmungen derselben unter Berücksichtigung ihrer Genese scheint nicht vorgenommen zu sein. In der Tat ist man wohl doch zu der Annahme berechtigt, dass z. B. Orthogneise denselben Gehalt an radioaktiven Substanzen besitzen wie der generierende Granit. In solchen Gneisen sind übrigens Zirkon und Orthit keineswegs seltene akzessorische Mineralien.

Im Zusammenhang mit der Frage bezüglich der Radioaktivität der sedimentären Gesteine müssen auch die hierhergehörigen Verhältnisse der Ablagerungen des Meeresbodens erwähnt werden. Diese sind besonders eigentümlich. Je kalkhaltiger die Tone sind, desto geringeren Gehalt an radioaktiven Substanzen scheinen sie zu haben, was folgende von Joly [1]) auf Bodenproben der Challengerexpedition gemachte Bestimmungen darzutun scheinen:

	Chall. Probe	Calcium-karbonat in %	Radium in Zehnmilliardenteilen von Prozenten:
Globigerinen Schlamm . . .	338	92.24	6.7
» » . . .	296	64.34	7.4
Roter Tiefseeton	5	12.00	15.4
» » »	276	28.28	52.6
Radiolarienschlamm	272	10.19	22.8
»	274	3.89	50.3

Vielleicht sind diese Bestimmungen wie es bei Joly häufig der Fall ist, im Verhältnis zu den von Strutt u. A. nach Methode I ausgeführten, etwas zu hoch. Eine grössere Fähigkeit, radioaktive Substanzen auszufällen, scheinen indessen die kalkabsondernden Tiere nicht zu besitzen. Der enorme Gehalt an Radium in dem roten Tiefseeton ist dagegen besonders merkwürdig und, soweit mir bekannt, bisher unaufgeklärt. Es handelt sich hier vielleicht um ein Phänomen, das dem

[1]) Radioactivity and Geology. London 1909. S. 52.

Radiumgehalt der Alaunschiefer zur Seite gestellt werden kann (vergl. S. 45). Da die Frage, ob der hohe Radiumgehalt des Tiefseetones kosmische Ursachen habe, aufgeworfen werden könnte, machte JOLY eine besondere Untersuchung an einer kleinen Menge der kosmischen, metallischen Eisenpartikelchen, die in den ozeanischen Tiefseetonen anzutreffen sind. Er fand jedoch in diesen nur einen Radiumgehalt von 0.6. Es scheint demnach, als ob der rote Ton eine Eigenschaft besässe, radioaktive Substanzen aus dem Meerwasser in sich zu konzentrieren.

Der eigene Gehalt des Meerwassers an radioaktiven Substanzen ist nicht besonders hoch. Nach JOLY entspricht er im Durchschnitt nur 0.017 Zehnmilliardenteilen % Radium — also nur ungefähr ein Hundertstel des Radiumgehalts der Gesteine. Nach der Menge fester Substanzen im Meerwasser berechnet, beträgt sein Radiumgehalt ungefähr ein Drittel desjenigen der Gesteine. Die radioaktiven Substanzen im Meerwasser müssen sich jedoch ebenso wie die meisten Bestandteile desselben während den unermesslichen Zeiträumen seit der Entstehung des Meeres angesammelt haben und müssen demnach unter früheren geologischen Perioden bedeutend geringer gewesen sein. Die Berücksichtigung dieses Umstandes beim Studium des Radiumgehaltes der chemischen und mechanischen Sedimente aus verschiedenen Zeiten dürfte von Interesse sein. Die Radioaktivität des Fluss- und Seewassers soll nur ungefähr ein Drittel derjenigen des Meerwassers ausmachen. Trotz des geringen Radiumgehaltes ist nach EVE[1] die Ionisierung der Luft über dem Meere gleichwohl ebenso gross wie über dem Lande, was vermutlich darauf beruht, dass das Meerwasser weitaus leichter Emanationen abgibt als die Gesteine es tun.

[1] Phil. Mag., Ser. 6, Bd 13, S. 248.

Pleochroitische Höfe.

Mehrere Mineralien besitzen in der Umgebung mikroskopischer Einschlüsse Zonen von stärkerer Färbung und stärkerem Pleochroismus. Dieser Pleochroismus ist nach den Elastizitätsachsen der Wirtindividuen orientiert. Bisweilen zeigt diese Färbung eine konzentrische Struktur, jedoch immer mit ziemlich diffusen und unbestimmten Grenzen. Die ganze gefärbte Zone nimmt nur eine Breite von annähernd 0.01—0.07 mm ein und ist demnach nur mikroskopisch sichtbar. Diese Erscheinung wurde von ROSENBUSCH bereits im Jahre 1877 in Glimmer wahrgenommen. Die Mineralien, in denen sie bisher angetroffen worden, sind nach O. MÜGGE:[1] Cordierit, Andalusit, Biotit, Muskovit, Lithionit, Chlorit, Ottrelit, gewöhnliche Hornblende, Strahlstein, Glaukophan und Turmalin. Die Einschlüsse, um die sich Höfe bilden, sind nach demselben Verfasser: Zirkon, Rutil, Zinnstein, Topas, Pleonast, Dumortierit, Allanit-Orthit, Apatit, Titanit, Biotit, Erzkörnchen. Hierzu dürfte bemerkt werden, dass es wohl nicht immer möglich ist, die Spezies der kleinen Einschlüsse sicher zu bestimmen, und dass wahrscheinlich mehrere andere Mineralien als pleochroitische Höfe verursachende Einschlüsse auftreten.

Offenbar entsteht das Phänomen durch eine von den Einschlüssen ausgehende Veränderung des Wirtminerals. JOLY und MÜGGE sind die Ersten, die auf die Idee gekommen sind, die Veränderung einer von dem Einschluss herrührenden Radioaktivität zuzuschreiben. Diese Theorie hat durch künstliche Nachbildung der Erscheinung vollständige Bestätigung gewonnen. Bei solchen Experimenten verlohnt es sich jedenfalls kaum, so radiumarme Mineralien, wie Zirkon und Orthit anzuwenden, die in Gesteinen die effektivsten sind; ihre Einwirkung ist nämlich so langsam, dass sie geologische Perioden

[1] Radioaktivität u. pleochroitische Höfe. — Zentralblatt f. Mineralogie, Geologie & Palaeontologie, 1909.

erfordern. Durch ein Körnchen Radiumbromid erreicht man indessen einen raschen Effekt.

Ein solches Körnchen, auf eine Cordieritplatte gebracht, verursacht laut MÜGGE nach 5 Tagen eine deutliche Färbung, nach 14 Tagen tritt sogar eine Verminderung der Doppelbrechung ein. Die Einwirkung nimmt jedoch im Laufe von mehreren Monaten ununterbrochen zu. Die Färbung verschwindet nach längerer Erhitzung bis auf ungef. 300°. Biotit ist beiweitem weniger empfindlich. Proben dieses Minerals, die ausgeprägte pleochroitische Höfe um die Zirkoneinschlüsse besassen, mussten 4 Monate oder noch längere Zeit mit Radiumbromid behandelt werden, bevor eine sichtbare Einwirkung bemerkt werden konnte. Hornblende und Strahlstein erforderten 2 Monate, Glaukophan und Chlorit einen Monat. Bei Biotit, Hornblende, Strahlstein und Glaukophan, die optisch negativ sind, wird die Doppelbrechung verstärkt. Der Chlorit erhält, je nachdem er negativ oder positiv ist, eine Verstärkung oder eine Schwächung der Doppelbrechung.

Durch die kräftige α-Strahlung bringen die radioaktiven Elemente diese optischen Veränderungen zustande, die durch eine quantitativ unbedeutende, aber infolge ihrer Einwirkung auf Farbe und Doppelbrechung wahrnehmbare chemische Veränderung des Wirtminerales hervorgerufen werden dürften. Bei farblosen Mineralien ist eine Einwirkung schwer wahrzunehmen, doch ist es äusserst wahrscheinlich, dass verschiedene derselben ebenfalls durch α-Strahlung influiert werden, was sich vielleicht durch eine genauere Untersuchung der Doppelbrechung und Lichtbrechung nachweisen liesse.

Welche chemischen Reaktionen sich bei der Bildung von pleochroitischen Höfen entfalten, ist uns nicht bekannt, obgleich wir wissen, dass die α-Strahlen eine Reihe von chemischen Reaktionen[1] verursachen können. Wir wissen, dass sie die

[1] Vergl. Madame P. CURIE, Traité de Radioactivité. Tome 2. Paris 1910. S. 242.

Luftmoleküle in ihre Ionen zerteilen können. Flüssiges Wasser wird ebenfalls ionisert und elektrisch leitend, ausserdem treten aber auch andere Reaktionen ein, indem sowohl Wasserstoff und Sauerstoff als auch Wasserstoffsuperoxyd (nach der Formel $2 H_2O = H_2O_2 + H_2$) gebildet werden. Die entstehende Gasmischung wird auf diese Weise wasserstoffreicher als das elektrolytische Gas. Selbst eine Reihe organischer Substanzen wie Schwefelkohlenstoff, Petroleum, Benzin, Paraffinöl, Kohlentetrachlorid, festes Paraffin, Schwefel usw. werden infolge der Strahlung von Radiumpräparaten elektrisch leitend. Eine solche Ionisierung ist aber nie dauerhaft, sondern geht vom selbst zurück, sobald das Präparat entfernt wird. Bei Paraffin scheint die Ionosierung auf eigene Faust nicht länger als ungefähr eine Stunde vorzuhalten, offenbar vereinigen sich die getrennten Ionen danach zu Molekülen. Auf die meisten organischen Substanzen wirken die α-Strahlen ebenfalls dekomponierend. Papier wird spröde, löchrig und gefärbt. Bei der Anwesenheit vom Luft tritt Oxydation ein; selbst eine so widerstandsfähige Substanz wie Paraffin wird dekomponiert und gibt Kohlensäure ab. Auch Metalle oxydieren in der Luft unter der Einwirkung der α-Strahlen. Glas wird unter dem Einfluss derselben braun, gelb oder violett gefärbt, Chlornatrium und Chlorkalium blau, grün, gelbbraun usw. Diese Färbung wird den Ausscheidung von Metallatomen zugeschrieben, die sich zu grösseren kolloidalen Molekülen zusammenschliessen. Eine ähnliche Färbung erreicht man auch durch Erhitzung von Alkalisalzen in metallischen Natriumdämpfen.[1]

Was für eine Reaktion sich in einem pleochroitischen Hof in Biotit oder einem anderen Silikat abspielt, lässt sich unmöglich sagen. Man könnte ja an eine Ionisierung oder Zerteilung des Silikates in sein Metall- und Säureradikal denken. Die leichte Wiederherstellung des alten Zustandes durch einfache Erhitzung scheint auf eine solche Anschauung hinzudeuten.

[1] Vergl. auch C. DOELTER, Das Radium und die Farben. Dresden 1910.

Die regelmässige Grösse und konzentrische Struktur der pleochroitischen Höfe stehen in innigster Verbindung mit den Gesetzen für die Hemmung der α-Strahlen in verschiedenen Medien und der Geschwindigkeit der α-Strahlen bei verschiedenen radioaktiven Elementen, weshalb diese Umstände hier näher in Augenschein genommen werden müssen. Die α-Strahlen werden von den verschiedenen radioaktiven Substanzen mit verschiedenartiger Geschwindigkeit ausgeschleudert, bewegen sich in geradlinigen Bahnen, nehmen während der Bewegung durch Medien an Geschwindigkeit ab und erlöschen, sobald die Geschwindigkeit auf einen bestimmten Grad herabgesetzt ist. Ausserhalb dieser Grenze wirken sie weder ionisierend auf die Luft noch schwärzen sie photographische Platten. Ihr Ionisierungsvermögen nimmt jedoch mit der Geschwindigkeit nicht stetig ab, sondern erreicht kurz vor dem Auslöschen ein ausgeprägtes Maximum. Die relative Geschwindigkeit und das Ionisierungsvermögen der α-Partikelchen vom Radium C sind in Luft in verschiedenen Abständen von der strahlenden Schicht ungefähr folgende:

Abstand in Luft bei gewöhnlichem Druck	Beobachtete Geschwindigkeit nach RUTHERFORD	Anzahl Ionen per α-Partikel und *mm* Weg nach GEIGER
0 cm	1.0	—
1	0.95	2,250
2	0.87	2,300
3	0.80	2,400
4	0.75	2,800
5	0.65	3,600
6	0.52	5,500
6.5	—	7,600
7	0.43	4,000

Das Ionisationsvermögen ist bei 6.5 *cm* vom Ursprung ungefähr $3^1/_2$ Mal so gross wie bei 1 *cm*, obgleich die Geschwindigkeit an erstgenannter Stelle nur halb so gross ist wie an letztgenannter. Kurz nach dem Abstand von 7 *cm* von der Strahlungsquelle hört die Fähigkeit dieser α-Strahlen, Luft

zu ionisieren oder photographische Platten zu schwärzen, auf, obgleich deren Geschwindigkeit noch ziemlich gross ist. Diese scheint in fraglicher Entfernung die kritische Grenze passiert zu haben, nach der sich keine Ionisierung mehr vollzieht. In diesem Stadium scheint auch eine Zersplitterung der sonst so homogenen und geradlinigen α-Strahlen stattzufinden, eine kleinere Anzahl lässt sich jedoch noch vermittelst optischer und photographischer Methoden entdecken, aber deren Bahnen scheinen eine plötzliche Richtungsänderung durchgemacht zu haben. Die Anfangsgeschwindigkeit und Reichweite der α-Strahlen ist für die verschiedenen radioaktiven Substanzen, wie aus nachstehender von RUTHERFORD gemachter Zusammenstellung hervorgeht, recht verschieden.

	Geschwindigkeit der α-Partikelchen in Kilometern per Sek.	Reichweite der α-Strahlen in Luft von + 15° und 760 *mm*.
Uranium I	14 500	2.50 *cm*
» II	15 300	2.90 »
Ionium	15 600	3.00 »
Radium	16 100	3.30 »
Niton (Emanation)	17 300	4.16 »
Radium A	18 200	4.75 »
» C	20 600	6.94 »
» F	16 800	3.77 »
Thorium	15 000	2.72 »
Radiothorium	17 000	3.87 »
Thorium X	19 400	5.70 »
Emanation	19 000	5.50 »
Thorium A	19 700	5.90 »
» C	18 500	5.00 »
» C_2	22 200	8.60 »
Radioaktinium	18 300	4.80 »
Aktinium X	17 600	4.40 »
Emanation	19 400	5.70 »
Aktinium A	20 200	6.50 »
» C	18 900	5.40 »

Eine grössere Geschwindigkeit entspricht nicht nur einer grösseren Reichweite, sondern auch einem grösseren Ionisier-

ungsvermögen. Bei sämtlichen Elementen liegt indessen, ebenso wie bei Radium C, ein stark ausgeprägtes Maximum des Ionisierungsvermögens ganz in der Nähe der äussersten Grenze der Strahlen. Um ein Uraniumkörnchen, das frei in der Luft schwebend und sich im Gleichgewicht mit seinen Zerfallsprodukten befindend gedacht ist, würden also 8 konzentrische Sphären von Ionisationsmaxima vorhanden sein. Die verschiedene Grösse ihrer Radien ist aus obenstehender Tabelle ersichtlich. Ein Thoriumkörnchen würde von sieben Sphären und ein Aktiniumkörnchen von fünf umgeben sein. Ein Teil der Sphären aus derselben Familie würde natürlich nahe zusammenfallen, wie für Uranium 2 und Ionium.

In anderen Medien als Luft ist jedoch die Reichweite der Strahlen eine andere. Als eine erste grobe Approximation kann gesagt werden, dass das Durchdringungsvermögen oder die Reichweite der α-Strahlen sich dem spezifischen Gewicht des Mediums indirekt proportional verhält. Mit anderen Worten: das Hemmungsvermögen der verschiedenen Substanzen α-Strahlen gegenüber stände in direktem Verhältnis zu deren Dichte. Das Produkt aus der Dichte der Substanz und der Reichweite der Strahlen würde in diesem Falle konstant sein. Nehmen wir ein Beispiel: Das spezifische Gewicht der Luft auf Wasser von + 4° bezogen ist 0.00129, das des Goldes 19.3, die Reichweite der α-Strahlen in Luft beträgt für Radium 3.30 *cm*, hieraus berechnet man unter Annahme der obenerwähnten Approximation, die Reichweite der Strahlen in Gold auf 0.00022 *cm*. Durch die empirischen Untersuchungen von BRAGG und KLEEMANN[1] hat es sich jedoch gezeigt, dass dieser Wert 3.05 Mal zu niedrig ist. Der richtige Wert ist also 0.00067 *cm* oder 0.0067 *mm*. Dieser neue Wert verhält sich approximativ zu dem alten wie die Quadratwurzel aus dem Atomgewicht des Goldes zur Quadratwurzel desjenigen der Luft (kann als $\sqrt{14.4}$ angenommen werden). Überhaupt haben diese Forscher

[1] On the α-particles of Radium and their Loss of Range in passing through various Atoms and Moleculs. — Phil. Mag., Ser. VI, Bd 10, 1905, S. 318.

nachgewiesen, dass das Produkt aus der Reichweite der α-Strahlen und der Dichte des Mediums keineswegs konstant ist, dagegen dieses Produkt durch die Quadratwurzel aus dem Atomgewicht dividiert. Die Zahlen, die man hierdurch erhält, weichen zwar von einander ab, wie:

4.65 . . . . für Gold,
4.25 . . . . » Platina,
4.50 . . . . » Zinn,
4.30 . . . . » Silber,
4.45 . . . . » Kupfer,
4.25 . . . . » Aluminium,
3.79 . . . . » Luft.

Unter Berücksichtigung der Subtilität der Bestimmungen dürfte jedoch die Übereinstimmung als sehr zufriedenstellend angesehen werden können, und wir dürfen also das s. g. BRAGG'sche Gesetz als hauptsächlich verifiziert ansehen. Es kann folgenderweise ausgedrückt werden: wenn in einem Medium vom Atomgewicht a_1 und der Dichte d_1 die Reichweite der α-Strahlen l_1 ist, so ist ihre Reichweite l_2 in einem anderen Medium vom Atomgewicht a_2 und der Dichte d_2:

$$l_2 = \frac{l_1 d_1 \sqrt{a_2}}{d_2 \sqrt{a_1}}$$

Sind die Atomgewichte gleich, so ändern sich die Reichweiten folglich den Dichten genau proportional. Das ist besonders leicht in Gasen festzustellen, was auch von BRAGG und ADAMS ausgeführt worden ist. Nach ihren Untersuchungen ist das Produkt von Reichweite und Druck stets das gleiche für ein gewisses Gas. Für verschiedene Gase, die die gleiche Anzahl Atome im Molekül enthalten, sind diese Produkte den Quadratwurzeln aus den Atomgewichten indirekt proportional. Enthalten die Gase aber verschiedene Anzahl Atome im Molekül, so sind die betreffenden Produkte den Summen der Quadratwurzeln aus den Atomgewichten indirekt proportional.

Das Verhältnis wird vielleicht klarer, wenn man statt der

Reichweite der α-Strahlen in einem Medium das Hemmungsvermögen des letzteren diesen Strahlen gegenüber betrachtet. Für verschiedene zweiatomige Gase, z. B. Wasserstoff und Sauerstoff, ist dasselbe den Quadratwurzeln aus den Atomgewichten proportional und verhalten sich also wie 1 : 4. Das Hemmungsvermögen der einatomigen Gase z. B. das Helium und das Argon ist aber nur halb so gross wie durch die Quadratwurzel der Atomgewichte angegeben wird. Hieraus folgt mit grösster Wahrscheinlichkeit, dass das Hemmungsvermögen eine additive Eigenschaft der Atome ist. Diese Auffassung findet man auch bestätigt durch das Hemmungsvermögen zusammengesetzter gasförmiger Körper, deren Molekulargrösse stets ermittelt werden kann. Eine ganze Reihe solcher Körper sind von BRAGG[1] untersucht worden.

Da die Kenntnis des Hemmungsvermögens verschiedener Atome von grossem Gewicht ist, teile ich hier eine von RUTHERFORD gemachte Zusammenstellung solcher Bestimmungen mit:

Element.	Hemmungsvermögen (s) per Atom, wenn das der Luft = 1.	Quadratwurzel aus dem Atomgewicht $\sqrt{w}$.	$\frac{s}{\sqrt{w}}$.
H	0.24	1.00	0.240
C	0.85	3.47	0.246
N	0.94	3.74	0.251
O	1.05	4.00	0.262
Al	1.495	5.20	0.287
S	1.76	5.65	0.312
Cl	1.78	5.96	0.299
Fe	2.29	7.48	0.307
Ni	2.44	7.65	0.319
Cu	2.46	7.96	0.309
Br	2.60	8.93	0.291
Ag	3.28	10.37	0.316
Sn	3.56	10.90	0.326
I	3.44	11.20	0.307
Pt	4.14	13.95	0.297
Au	4.22	14.00	0.301
Pb	4.27	14.35	0.298

[1] On the Ionization of Various Gazes by the α Particles of Radium. — Phil. Mag. Ser. 5. Bd 11. 1905. S. 620.

Falls die Bestimmungen völlig exakt wären und BRAGG's Gesetz richtig ist, müssten die Zahlen der letzten Kolumne vollständig übereinstimmen. Da dies nicht der Fall ist, muss ein Fehler der einen oder anderen Art vorliegen. Auffallend ist, dass die leichtesten Substanzen allgemein einen etwas niedrigeren Wert der Rationszahl ergeben als die schwereren. Das Gesetz kann indessen auf jeden Fall als im wesentlichen bekräftigt angesehen werden, da so verschiedenartige Substanzen wie Gase und schwere Metalle so übereinstimmende Werte liefern.

Ist aber das Hemmungsvermögen eine additive Eigenschaft der Atome, so ist es leicht mit Hilfe obenstehender Tabelle das Hemmungsvermögen der Moleküle, selbst wenn sie aus verschiedenen Atomen zusammengesetzt sind, zu berechnen. Wenn ein chemisches Molekül N_1 Atome vom Atomgewicht w_1 enthält und N_2 Atome vom Atomgewicht w_2, so ist das Hemmungsvermögen des Moleküls der Summe $N_1 \sqrt{w_1} + N_2 \sqrt{w_1}$ proportional.

Nach diesen Prinzipien haben JOLY und FLETCHER[1] Berechnungen über die Reichweite der α-Strahlen von verschiedenen radioaktiven Substanzen in Mineralien von verschiedener Zusammensetzung gemacht. Um die Quadratwurzel für das »Atomgewicht» des Minerals zu finden, gehen sie entweder von der chemischen Formel des Minerals oder auch direkt von der Analyse aus. In erstgenanntem Falle wird die Quadratwurzel aus dem Atomgewicht eines jeden in der Formel vorkommenden Elementes mit der Zahl multipliziert, welche die Anzahl der im Minerale vorhandenen Atome derselben Art angibt; die auf diese Weise gefundenen Werte werden addiert und die Summe durch die Anzahl der in der Formel enthaltenen Atome dividiert. Durch diese letzte Division erhält man also eine Art »Atomgewicht». Mit Hilfe desselben und der auf Seite 54 angegebenen Formel kann nun die Reichweite im betreffenden Mineral berechnet werden.

[1] Pleochroic Halos. — Phil. Mag., Ser VI, Bd 19, 1910, S. 630.

In Übereinstimmung mit vorgenannter Auffassung berechnen die beiden Verfasser die Reichweite der α-Strahlen von einigen Zerfallsprodukten des Uran und des Thorium in einer Reihe von Mineralien, die oft pleochroitische Höfe aufweisen Unter anderem teilen sie folgende Zusammenstellung mit:

	Spezifisches Gewicht.	Radium A. mm	Radium C. mm	Thorium X. mm	Thorium C. mm	
Gewöhnliche Hornblende . .	3.0	0.024	0.035	0.028	0.042	$(MgFe)_2 Si_2O_6 (AlFe_4) O_6$.
	3.1	0.023	0.034	0.027	0.041	
Hedenbergit (Pyroxen) . . .	3.49	0.019	0.028	0.023	0.034	
Biotit	2.8	0.022	0.033	0.026	0.040	$(K H)_2 (Mg Fe)_2 Al_2 (SiO_4)_3$.
Anomit	2.85	0.022	0.032	0.026	0.039	Analyse angeführt von TSCHERMAK.
Haugthonit (Biotit)	2.93	0.023	0.033	0.027	0.041	Analyse nach JOLY u. FLETSCHER.
Muscovit	2.8	0.021	0.030	0.025	0.037	$Al_3 KH_2 Si_3 O_{12}$.
»	2.83	0.021	0.031	0.025	0.038	Analyse angeführt von TSCHERMAK.
Lepidolit	2.89	0.021	0.031	0.025	0.037	Analyse angeführt von TSCHERMAK.
»	2.8	0.019	0.028	0.022	0.034	$K Li Al_2 Fe_2 HSi_3 O_{10}$.
Zinnwaldit. . . .	2.9	0.022	0.032	0.026	0.039	Analyse angeführt von TSCHERMAK.
» . . .	2.9	0.023	0.033	0.027	0.040	20 Li, 20 Al, 34 Si, 99 O, 20 Fe.

Solche Berechnungen würden natürlich auch für die übrigen α-Strahlen aussendenden radioaktiven Elemente gemacht werden können. Die gewählten sind die zwei Elemente in der Uran- und Thoriumreihe, deren α-Strahlen die grösste Reichweite[1] besitzen. Wie es scheint ist der Unterschied zwischen den äussersten Reichweiten sowohl in der Uran- als auch Thoriumreihe ziemlich bedeutend. Insbesondere ist dies

[1] Soweit damals bekannt!.

in der Thoriumreihe der Fall, wo die α-Strahlen von Thorium C noch ein halb Mal so weit reichen wie von Thorium X. Zwischen den Elementen, deren α-Strahlenreichweite kürzer ist als die Reichweite für Radium A und Thorium X sind die Unterschiede in fraglicher Hinsicht viel geringer, wie aus den auf S. 52 angeführten Bestimmungen für Luft ersichtlich ist.

Infolge dieses Umstandes könnte man erwarten, in pleochroitischen Höfen um kleine Körnchen von sowohl Uran- als auch Thoriummineralien einen aus sämtlichen α-Strahlen mit kürzerer Reichweite entstandenen kompakten Kern zu finden; sowie um diesen herum einen aus Strahlen von Radium C, bezw. Thorium C gebildeten Ring oder eine s. g. Korona. Wie aus umstehender Tabelle hervorgeht, weichen die Dimensionen der Kerne in einem gewissen Grade von einander ab; noch grösser ist jedoch der Unterschied zwischen den äusseren Ringen, überhaupt sind die Dimensionen für Thoriummineralien grösser als die für Uranmineralien. Dies ermöglicht die Bestimmung der Art der radioaktiven Substanz und damit in gewissen Fällen möglicherweise auch des vorliegenden Minerals. Versuche hierüber wurden ebenfalls von Joly und Fletcher ausgeführt, aus deren Arbeit nachstehende Bestimmungen entnommen sind.

Eine nähere Erklärung des Inhalts dieser Tabelle dürfte kaum nötig sein. Die Übereinstimmung mit den auf Seite 57 angeführten berechneten Werten ist schlagend.

Eine deutliche Differenzierung zwischen Kern und äusserem Ring oder Korona kann man nur voraussetzen, wenn das radioaktive Mineralkörnchen genügend klein und das Gestein genügend jung ist. Hat das Mineralkörnchen eine bedeutende Dimension, so kommen α-Strahlen auch aus dem Inneren des Minerals, wo sie in ihrem Wege gehemmt werden, so dass die Radien der Ionisierungsmaxima geringer werden als für die Strahlen von der Oberfläche des Mineralkörnchens. Eine scharfe Differenzierung der verschiedenen Sphären der Ionisie-

Wirtmineral.	Radius des Kernes. mm	Radius der Korona. mm	Radioaktive Substanz.	Gestein.
Biotit	—	0.033	Ra	Durbachit, Schwarzwald.
»	—	0.039	Th	» »
»	0.023	0.039	Th	Diorit, Rednitz.
»	—	0.032	Ra	» »
»	0.021	0.033	Ra	Granit, Freiberg.
»	0.024	0.039	Th	» Ochsenkopf.
»	0.019	0.032	Ra	» »
»	0.022	0.033	Ra	» Lenister.
Zinnwaldit .	—	0.031	Ra	Greisen, Altenberg.
» .	0.020	0.031	Ra	» »
» .	0.021	0.032	Ra	» »
» .	0.020	0.032	Ra	» » Der Ring getrennt vom Kern.
» .	—	0.033	Ra	Greisen, Altenberg.
» .	0.020	0.032	Ra	» » Der Ring getrennt vom Kern.
» .	0.019	0.030	Ra	Greisen, Altenberg. Der Ring getrennt vom Kern.
» .	0.019	0.032	Ra	Greisen, Altenberg. Der Ring getrennt vom Kern.
Lepidolit . .	—	0.028	Ra	Laurdalit, Langesundsfjord.
Cordierit . .	—	0.031	Ra	
Hornblende .	0.028	0.040	Th	Syenit, Knorre.
» .	—	0.033	Ra	» St. Maurice.

rungsmaxima kann dann nicht stattfinden. Nur die Breite des optisch veränderten Gebietes bleibt unverändert und entspricht der Einwirkung, die die α-Strahlen mit grösster Reichweite, von den Grenzen des Mineralkörnchens an, ausüben.

Bei sehr alten Gesteinen können die Strahlen so lange gewirkt haben, dass die Intensitätsminima eine ebenso grosse Wirkung erzielt haben wie die Maxima. Der pleochroitische Hof erscheint in diesem Fall »überexponiert» und nicht differenziert. Es ist jedoch auch denkbar, dass in gewissen Mineralien Kräfte tätig sein können, die bestrebt sind, das ur-

sprüngliche Verhältnis wiederherzustellen und auf diese Weise einer allzu weitgehenden Einwirkung entgegenarbeiten könnten. Das gewöhnlichste Verhältnis scheint jedoch zu sein, dass die Höfe überexponiert sind. Eine so günstige »Exponierung», dass die Ringe auch im Kern hervortreten, scheint ein sehr seltener Ausnahmefall zu sein.

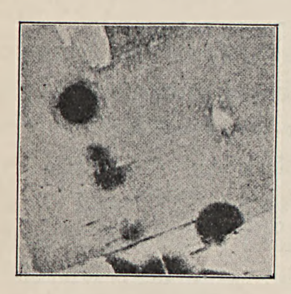


Fig. 2. Radiumhof unten, Thoriumhof oben in einer senkrecht zur Spaltbarkeit geschnittenen Platte von Biotit. Vergr. 100 × Nach HOLMES.

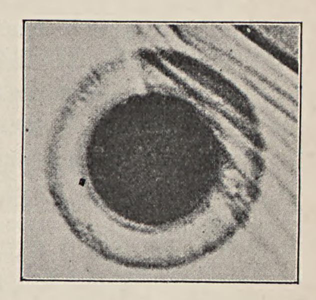


Fig. 3. Korona durch RaC und Schattierung durch RaA erzeugt und den dunklen pleochroitischen Kern des Biotit umgebend. Vergr. 450 × Nach JOLY u. FLETCHER.

Bei der Untersuchung von pleochroitischen Höfen um Zirkonkristalle in Biotit und Hornblende in Syeniten und Glimmeramphiboliten vom Sarekgebirge konnte ich keine differenzierte Korona wahrnehmen, aber die Breite der »Höfe »entsprach ungefähr der von JOLY und FLETCHER angegebenen.

Die Isotropie der radioaktiven Mineralien.

Das radioaktivste aller Mineralien, Pechblende, gehört zum regulären System und ist im allgemeinen opak. Die grosse Mehrzahl Mineralien, die Uran und Thorium sowie deren Zerfallsprodukte enthalten, gehört jedoch anderen Kristallsystemen an, aber trotzdem sind diese Mineralien nahezu immer isotrop oder bisweilen sogar opak. Ein Teil der hierhergehörenden Mineralien, in denen durch chemische Analyse Uran und Thorium nachgewiesen wurde, ist bereits im Vorhergehenden erwähnt worden. Dasselbe Verhalten zei-

gen indessen auch einige andere Mineralien, bei denen diese Elemente noch nicht direkt nachgewiesen sind, die dagegen aber, wie es sich herausgestellt hat, seltene Erden enthalten, mit denen Uran und Thorium oft vergesellschaftet sind. Die Mehrzahl dieser Mineralien wird in granitischen Pegmatitgängen angetroffen, zu diesen können auch mehrere ähnliche in Nephelinsyenit-Pegmatitgängen im südlichen Norwegen gefundene hinzugefügt werden. Brögger[1] erwähnt folgende Mineralien von hierhergehöriger Beschaffenheit: Euxenit, Polykras, Årnerödit, Mengit, Mossit, Aeschynit, Fergusonit, Zirkon (Alvit, Cyrtolith, Anderbergit), Hjelmit?, Yttrotantalit, Samarskit, Thorit (Uranothorit, Orangit, Auerlith usw.), Orthit, Gadolinit, Apatit (Cerapatit), Homilit (Cerhomilit), Låvenit, Melanocerit, Karyocerit, Tritomit (Erdmannit usw.), Pyrochlor.

Laut Brögger ist Descloizeaux der Erste, der konstatiert hat, dass sich Gadolinit, Orthit, Euxenit, Yttrotantalit und Fergusonit oft als amorph erweisen. Er hält diese amorphen Substanzen für pseudomorphe Umwandlungen ursprünglich doppelbrechender Mineralien. Später wurden diesen Verhältnissen von einer Reihe von Forschern eingehende Untersuchungen gewidmet, unter denen Brögger an erster Stelle zu nennen sein dürfte. Seines Erachtens gehören diese Mineralien einer besonderen Gruppe amorpher Körper an, die er »metamikte» Substanzen[2] nennt und die hauptsächlich durch ihre Entstehung aus kristallisierten Verbindungen charakterisiert werden. Hierdurch bilden sie einen Gegensatz zu den amorphen Gläsern, die bisweilen devitrifiert werden und in kristallinische Substanzen übergehen. Eine der merkwürdigsten Eigenschaften, die bei den meta-

[1] W. C. Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. — Groth's Zeitschr. f. Krystallographie. Bd 16, 1890, S. 175.

[2] Über die verschiedenen Gruppen der amorphen Körper. — Groth's Zeitschr, f. Krystallographie. Bd 25. 1895, S. 427.

mikten Substanzen nachgewiesen wurde, ist, dass mehrere derselben wie Gadolinit und Fergusonit bei Erhitzung bis auf Rotglut unter starker Wärmeentwicklung »erglimmen» und in doppelbrechende Substanzen von der Symmetrie übergehen, die der Flächenbegrenzung des Minerals entspricht. Dieses Erglimmungsphänomen ist bei Gadolinit von W. Petersson[1] besonders genau studiert worden. Man scheint geneigt zu sein, anzunehmen, dass die nach dem Erglimmen eintretenden, optischen Verhältnisse mit den ursprünglichen des Minerales identisch sind, während die Amorphie oder schwache Doppelbrechung des nicht erhitzten Minerals auf eine Pseudomorphose beruht. Die Ursache zu dieser Umwandlung stehe, wie — freilich mit einem gewissen Bedenken — angenommen wird, mit einer Aufnahme von Wasser im Zusammenhang. Dies wird jedoch aus dem Grunde bestritten, dass das »erglommene» Mineral oft ungefähr denselben Wassergehalt besitzt wie das nicht erhitzte. Ein bestimmter Unterschied in der chemischen Zusammensetzung zwischen der doppelbrechenden und der amorphen Substanz scheint nicht vorzuliegen. Dagegen scheint der doppelbrechende Gadolinit ein höheres spezifisches Gewicht zu besitzen als der amorphe.

Mit Ausnahme der zweifelhaften Theorie eines Hydratisierungsprozesses hat man jedoch bisher keinerlei Erklärung für die eigentümliche Umwandlung des ursprünglich doppelbrechenden Minerals in ein amorphes gefunden. Da diese sämtlichen Mineralien bedeutende Mengen radioaktiver Substanzen enthalten dürften, kommt man ungesucht auf die Vermutung, dass die α-Strahlen dieser Substanzen die Metamorphose erzeugt haben. Ihre energische chemische Einwirkung durch Ionisierung der Gase und durch Veränderung der Doppelbrechung der Farbe und des Pleochroismus der kristallinen Medien ist bereits vorher erwähnt worden. Die Strahlung der radioaktiven Substanzen vermag auch, wie

[1] Studier öfver Gadolinit. Geol. Fören. Förh., **12**, 1890, s. 275.

oben S. 50 erwähnt, eine Menge anderer Reaktionen hervorzubringen.[1] Die Natur dieser chemischen Veränderungen in festen und flüssigen Körpern ist aber keineswegs in allen Fällen bekannt. Es ist nicht bewiesen, dass sie immer in einer Ionisierung besteht.

Betreffs der in pleochroitischen Höfen entstandenen Veränderungen liegt die Annahme einer Ionisierung nahe, zumal da die freien Ionen sowohl positive als auch negative oft stark färbende Eigenschaften besitzen. Man könnte sich ebenfalls eine ähnliche Veranlassung für die optischen Veränderungen bei den metamikten Mineralien denken. W. PETERSSON hat nachgewiesen, dass sich die Metamorphose bei Gadolinit in verschiedenen Stadien befindet und kaum durchgreifend ist. Die Gadolinite von Hitterö in Norwegen und Stora Skedevi in Schweden sind noch doppelbrechend. Andere Gadolinite sind isotrop, aber Erhitzung auf eine gewisse Temperatur bewirkt unter grosser Wärmeentwicklung einen Rückgang der Metamorphose und das Mineral wird wiederum doppelbrechend. Bei der Erglimmung findet ein Aufblähen des Minerals statt. Diese Erscheinung setzt PETERSSON in Verbindung mit Einschlüssen von Erdpech, die er in allen aufblähenden Gadoliniten fand. Als beitragende Ursache des Aufblähens könnte man aber auch an Helium denken, leider ist aber der Heliumgehalt des Gadolinit nur wenig bekannt. Nach J. R. STRUTT[2] enthält der Gadolinit von Hitterö 1.05 cm^3 Helium und 0.4 *gm* U_3O_8 per 100 *gm* Mineral. Derselbe Forscher fand indessen in angeblichem Gadolinit von Ytterby nicht weniger als 243 cm^3 Helium, 2.94 *gm* U_3O_8 und 8.60 *gm* ThO_2 in 100 *gm* Mineral. Diese so viel grössere Heliumquantität könnte wohl das starke Aufblähen des Ytterby-Gadolinit erklären, allein da

[1] Vergl. M:me P. CURIE: Traité de Radioactivité, Tome II. Paris 1910. S. 234.

[2] Helium and Radioactivity in Rare and Common Minerals. — Proc. Roy Soc. Ser. A, Bd 80, 1908, S. 581.

im Ytterby-Gadolinit vorher nur 0.5 % ThO_2 und kein Uranoxyd nachgewiesen ist, so dürfte möglicherweise — worauf STRUTT[1] auch aufmerksam macht — eine Verwechselung der Etiketten vorliegen. Der geringe Thoriumgehalt ist auf jeden Fall genügend, um die Pseudomorphose des Gadolinit durch α-Strahlung zu erklären; dagegen erscheint es zweifelhaft, dass die aus einem so geringen Thoriumgehalt gebildete Heliummenge eine Schwellung des Gadolinit verursachen könne.

Ein anderes Mineral, das sich in ähnlicher Weise wie Gadolinit verhält, ist Fergusonit. Dieses Mineral enthält nach neueren Analysen[2] zusammen 5 bis 8 % Uranoxyd und Thorerde. Es tritt in tetragonalen Kristallen auf, deren Substanz gleichwohl immer amorph ist. Bei Erhitzung erglimmt auch Fergusonit. Laut BRÖGGER ist das Phänomen für Fergusonit von Högtveit in Norwegen sehr intensiv: »sofort, wenn die Erhitzung in einem Tubus oder Tiegel sich der Rothgluth näherte, leuchtete der Krystall plötzlich auf und eine helle Rothgluth, beinahe Weissgluth verbreitete sich sehr schnell durch den ganzen Krystall welcher dabei ausserordentlich stark rissig wurde.» Eine einheitliche Wiederherstellung der tetragonalen Symmetrie fand jedoch hierbei keineswegs statt, sondern die Substanz bestand aus verschieden orientierten stärker und schwächer doppelbrechenden, aber auch isotropen Partien. Fergusonit scheint demnach eine tiefergehende Metamorphose durchgemacht zu haben als Gadolinit und bei Erhitzung auf eine bestimmte Temperatur werden so bedeutende Kräfte ausgelöst, dass eine Wiederherstellung der ursprünglichen Molekularanordnung nicht zustande kommt, sondern statt dessen eine physikalische Zersplitterung

---

[1] On the Radioactive Minerals. — Proc. R. Soc. Ser. A., Bd 76, 1905, S. 88.

[2] W. C. BRÖGGER: Die Mineralien der südnorwegischen Granitpegmatitgänge I: Niobate, Tantalate, Titanate und Titanoniobate. — Videnskabs Selsk. Skrifter. Math.-naturw. Klasse 1906. N:o 6.

der Substanz und wohl auch eine chemische Zerlegung in verschiedene Verbindungen eintritt.

Die hier versuchte Erklärung von der Amorphie metamikter Mineralien durch deren Gehalt an radioaktiven Substanzen ist jedoch keineswegs frei von Widersprüchen. Bei einem Vergleich mit den optischen Verhältnissen in pleochroitischen Höfen findet man, dass zwar bei diesen Hand in Hand mit der Zunahme des Pleochroismus eine Veränderung der Doppelbrechung eintritt, aber nur bei optisch positiven Mineralien tritt eine Schwächung der Doppelbrechung auf, bei den negativen hingegen eine Verstärkung. Nun sind aber Gadolinit und Homilit positiv und es stimmt also mit den Verhältnissen in den pleochroitischen Höfen überein, dass ihre Doppelbrechung schwächer wird. Bei den metamikten Mineralien scheint dagegen ein Übergang zu einem amorphen Endstadium, unabhängig von dem ursprünglichen optischen Charakter vorzuliegen. Vielleicht ist dies nur als eine noch kräftigere Einwirkung der α-Strahlung anzusehen.

Der Radiumgehalt der Gesteine und die innere Wärme der Erde.

Dass die radioaktiven Substanzen Wärme entwickeln, wurde zuerst von P. Curie und M. Laborde festgestellt. Es sind vorzugsweise die mit einer Geschwindigkeit von 15—20 km in der Stunde fortgeschleuderten α-Partikel, welche durch ihre Stösse gegen umgebende Medien eine kräftige Wärmeentwicklung erzeugen. Alle die α-Strahlen aussendenden Elemente entwickeln deshalb spontan in Zusammenhang mit ihrer Desintegration Wärme. Die von den verschiedenen Elementen erzeugte Wärmemenge ist je nach deren Umwandlungsgeschwindigkeit per Gewichtseinheit sehr verschieden; berechnet nach derselben Umwandlungsmenge variiert die Wärmeproduk-

tion mit der Geschwindigkeit, mit der die α-Partikelchen fortgeschleudert werden. Auch β- und γ-Strahlen erzeugen Wärme, jedoch nur wenige Prozent der Wärmemenge, welche die α-Strahlen entwickeln. Laut RUTHERFORD verteilt sich die Wärmeerzeugung bei einem Gramm Radium, welches sich mit seinen Zerfallsprodukten im Gleichgewicht befindet, in folgender Weise unter den verschiedenen Elementen und Strahlungen:

	Wärmeeffekt in g. Kal. per Stunde von einem gm Radium im Gleichgewicht mit seinen Zerfallsprodukten.			
	α	β	γ	Summe
Radium	25.1			25.1
Niton (Emanation)	28.6			28.6
Radium A	30.5			30,5
Radium B, Radium C	39·4	4.3	6.5	50·2
Summe	**123**.6	4.3	6.5	**134**.4

Ein Gramm reinen Radiums erzeugt also 25·1 Kalorien per Stunde. Aber in dem Grade, wie das Radium desintegriert wird, vermehrt sich die Wärmemenge und, wenn nach ungefähr einem Monat ein Gleichgewicht mit den Zerfallsprodukten erreicht ist, ist die Wärmeerzeugung auf 134·4 g Kal. per Stunde gestiegen, ohne dass während dieser Zeit eine erwähnenswer Radiummenge aufgebraucht wurde. Die Wärmemenge, welche ein Gramm Uran hervorbringt, ist dagegen infolge der geringen Umwandlungsgeschwindigkeit des Uran und der kleinen Mengen Radium und anderer α-strahlender Elemente, mit welchen Uran im Gleichgewicht steht (vergl. S. 34), nicht so bedeutend. Tatsächlich ist sie so klein, dass sie kaum experimentell gemessen werden kann, aber da bekanntlich jedes Gramm Uran im Gleichgewicht mit seinen Zerfallsprodukten per Sekunde 96,000 α-Partikelchen von einer mittleren Energie von

0,00 000 88 Erg aussendet, so wird die Wärmeerzeugung eines Gramms Uran und seiner Zerfallsprodukte auf 0.000073 g Kal. per Stunde berechnet.[1] Auch die β- und γ-Strahlen entwickeln etwas Wärme, weshalb dieser Wert auf ungefähr 0.000077 g Kalorien per Stunde festgestellt werden dürfte.

In derselben Weise kann berechnet werden, dass Thorium in radioaktivem Gleichgewicht mit seinen Zerfallsprodukten etwa 0.000027 g Kal. per Stunde erzeugt. Bezüglich dieser Wärmemenge liegt auch eine experimentelle Bestimmung der Thoriumwärmeerzeugung vor, welche durch Beobachtung des Temperaturunterschiedes zwischen einer wärmeisolierten, in schmelzendem Eis verwahrten Masse von 4 kg Thoriumoxyd und dem schmelzenden Eis ausgeführt wurde. Nachdem die Wärmeabgabe in Gleichgewicht gekommen war, war die Temperatur im Innern der Thoriumoxydmasse +0.°0034. Unter Berücksichtigung des Stadiums, in dem sich die Umwandlungsserie befand, erhielt man ein Resultat, das nahezu mit dem theoretisch berechneten übereinstimmt.

Die Selbsterzeugung von Wärme durch radioaktive Substanzen gab, nachdem RUTHERFORD bewiesen, dass nur ganz unbedeutende Quantitäten, 0.00 000 000 000 46 Gewichtsprozent Radium, notwendig seien, um den Wärmestrom aus dem Erdinnern zu erklären, den Anlass zu weitausgedehnten Untersuchungen über deren Verbreitung in der Erdrinde. Wie bereits vorher angeführt wurde, liegen nunmehr eine grosse Anzahl Bestimmungen von Radiumgehalten in Gesteinen vor. Laut diesen kann man einen Durchschnittsgehalt von ungefähr 0.00 000 000 02 Gewichtsprozent Radium annehmen oder da diese Substanz sich als im Gleichgewicht mit der generierenden Substanz Uran befindend angesehen werden darf und die Mengenverhältnisse zwischen diesen Stoffen bekannt sind, so darf man in Gesteinen einen Durchschnittsgehalt von 0.0006

[1] Nach RUTHERFORD, Radioaktive Substances, S. 583.

Gewichtsprozent Uran voraussetzen. Dieser Urangehalt im Gleichgewicht mit seinen Zerfallsprodukten bringt in einem Gramm Gestein, 0.00 000 000 045 g Kal. per Stunde zustande. Wenn das spezifische Gewicht des Gesteins als 2.7 angenommen wird, so macht die Wärmemenge, welche ein cm^3 Gestein infolge des obengenannten Urangehalts im Laufe eines Jahres entwickelt, 0.00 001 1 g Kal. aus.

Wie oben erwähnt wurde, beträgt die Wärmeentwicklung von Thorium ungefähr ein Drittel derjenigen des Uran. Thorium scheint jedoch in etwas grösserer Menge in den Gesteinen der Erdrinde vorzukommen als Uran. Thorium ist aber, infolge der geringen Lebensdauer der Thoriumemanation, schwerer zu bestimmen. Nach den Untersuchungen von Joly kann der Thoriumgehalt der Gesteine im Durchschnitt auf ungefähr 0.00 12 Gewichtsprozent geschätzt werden. Dieser Gehalt entwickelt in einem Gramm Gestein 0.00 000 000 032 g Kalorien per Stunde. In einem Kubikzentimeter Gestein von spezifischen Gewicht 2.7 entwickeln sich 0.00 000 8 g Kal. per Jahr. Die ganze Wärmeentwicklung durch den mittleren Uran- und Thoriumgehalt beträgt also in jedem cm^3 Gestein 0.00 001 9 g Kal. per Jahr.

Wenn das Gestein weder durch Leitung noch auf eine andere Weise Wärme verliert, würde es also im Lauf der Zeiten spontan Wärme sammeln und seine Temperatur erhöhen. Wenn wir die spezifische Wärme des Gesteins als 0.2 g Kal. per Gewichtseinheit annehmen, so macht dies 0.54 g Kal. per Volumeneinheit aus. In diesem Falle würde die erzeugte Wärme die Temperatur des Gesteins um 0°.00 003 5 per Jahr oder um 35° per eine Million Jahre erhöhen können.

Aber die Erde enthält ein Volumen von ungefähr 1 083 000 000 000 000 000 000 m^3. Wenn der Uran- und Thoriumgehalt durch die ganze Erdmasse gleichmässig verteilt wäre, würde dieses Volumen 20 577 000 000 000 000 000 000 g Kal. entwickeln. Falls thermisches Gleichgewicht vorhanden wäre, würde also der Erdoberfläche, deren Areal 5 100 000 000 000 000 000 cm^2

ist, eine Wärmemenge von 4 035 g Kal. per Jahr und cm^2 zuströmen.

Nun kann man indessen den tatsächlichen Wärmestrom nach der Erdoberfläche mit Kenntnis des Temperaturgradienten T und des Wärmeleitungsvermögens der Gesteine K berechnen. Dieses letztere kann als $K = 0.004$ angenommen werden, womit gemeint ist, dass bei einem Temperaturunterschied von einem Grad per cm in den Gesteinen 0.004 g Kal. per cm^2 und Sekunde in der Richtung des Temperaturfalles strömen. Der Temperaturfall vom Erdinneren nach der Oberfläche derselben ist jedoch keineswegs 1° per cm, sondern nur 1° per 32 m oder 0°,00 031 per cm. Dies ist der Gradient T. Dieser ist $^1/_{3200}$ kleiner als der, welcher in der Definition des Wärmeleitungsvermögens einging. Die nach der Erdoberfläche strömende Wärmemenge S ist also:

$$S = \frac{0.004}{3\,200} = 0.004 \times 0.00031 = 0.000\,000\,124 \text{ g Kal. per Sekunde oder 39 g Kal. per Jahr und } cm^2.$$

Diese Wärmemenge ist jedoch nur ein Hundertstel derjenigen, welche nach der vorhergehenden Berechnung der Erdoberfläche zuströmen würde, falls der mittlere in den Gesteinen gefundene Gehalt an Uran und Thorium als für die ganze Erdmasse im Durchschnitt geltend angenommen werden darf und unter der Voraussetzung, dass sich das Erdinnere im thermischen Gleichgewicht befindet. Irgend ein Fehler muss demnach vorliegen entweder in unseren Beobachtungen oder auch in unserer Annahme. Die Bestimmungen über den Uran- und Thoriumgehalt der Gesteine, sowie über die Wärmeentwicklung dieser Substanzen, dürften wohl kaum mit so grossen Fehlern behaftet sein, wie sich hieraus erklären liessen. Dagegen aber könnte man sich denken, dass die Wärmeproduktion von Uran und Thorium bei der im Erdinneren herrschenden hohen Temperatur und dem hohen Druck eine andere sei als diejenige, welche durch Laboratoriumsexperimente erhalten wurde. Hierfür liegt jedoch kaum eine Wahrscheinlichkeit vor. Es wurde gefunden,

dass die Desintegration radioaktiver Substanzen sich unter ganz verschiedenen physikalischen Verhältnissen mit derselben Geschwindigkeit abwickelt. H. L. Bronson[1] hat zwischen — 180° und 1 600° keine Veränderung in der Aktivität wahrgenommen. Curie und Dewar[2] haben die Wärmeerzeugung des Radiums bei niederen Temperaturen, sogar beim Kochpunkt flüssigen Wasserstoffs (— 252°) untersucht und keinerlei Reduktion der Wärmeerzeugung bemerkt. R. B. Moore[3] hat bei in Wasser gelöster Radiumemanation dieselbe Desintegrationsgeschwindigkeit beobachtet wie bei der gasförmigen. Unser bisheriges Wissen betreffs dieser Substanzen spricht also keineswegs für eine Verminderung der Desintegration im Erdinneren infolge dort herrschender Verhältnisse.

Unsere Annahme eines thermischen Gleichgewichts in der Erde und einer Gleichförmigkeit des Uran- und Thoriumgehalts könnte dagegen möglicherweise eine Einschränkung erfordern. Zuerst könnte da in Betracht gezogen werden, ob ein Gleichgewichtszustand im Erdinnern zustande gekommen ist oder ob sich die Erde nicht noch in einer Temperatursteigerung befindet. Diese Meinung wurde von H. A. Wilson[4] ausgesprochen. Im Vorhergehenden wurde gezeigt, dass ein einen Durchschnittsgehalt von Uran und Thorium enthaltendes Gestein spontan seine Temperatur im Laufe von 1 000 000 Jahren um 35° vermehrt, wenn es thermisch isoliert ist. In der Voraussetzung, dass sich Gesteinsmassen in grosser Tiefe im Erdinnern unter approximativ thermischer Isolierung befinden, dürften sie auch eine hohe Temperatur annehmen können. Wenn die Ausgangstemperatur 0° gewesen ist, würde bis zur Erreichung einer Temperatur von 3 500° eine Zeit von 100 000 000 Jahren verstreichen. Diese Annahme stösst jedoch

---

[1] The Effect of Temperature on the Activity of Radium and its Transformation Products. — Proc. Roy. Soc. Ser. A, Bd. 78, S. 494.

[2] M:me P. Curie, Traité de Radioactivité. Bd. 2, 1910, S. 273.

[3] On the Decay of Radium Emanation when dissolved in Water. — Proc. Roy. Soc. Ser. A. Bd. 80, 1908, S. 597.

[4] Nature, Bd 77, 1908.

auf die Schwierigkeit, dass ein Ausgangsstadium der Erde mit einer Temperatur von ungefähr 0° höchst unwahrscheinlich erscheint, denn wie sollte man sich in diesem Falle Eruptionen von glutflüssigen Massen schon während der Urzeit erklären, und wie sollte die Erde da entstanden sein.

Bevor die Theorie einer sich erwärmenden Erde aufgegeben wird, sei hervorgehoben, dass das Verhalten der Gesteine bei Erstarrung eine abwechselnde Erstarrung und Schmelzung einer festen Gesteinsrinde bei einem Himmelskörper möglich zu machen scheint. Silikatmineralien und Silikatgesteine weisen immer einen weitaus höheren Schmelz- als Erstarrungspunkt auf. Diese Unterkühlung beim Erstarren kann mehrere hundert Grade ausmachen. Ob sie sich auch bei einem sich langsam abkühlenden Himmelskörper geltend machen kann, dessen Magmamassen sich in Bewegung befinden, kann jedoch vielleicht zweifelhaft sein. Indessen setzt auch Wasserdampf die Erstarrungstemperatur in hohem Grade herab. Wie Magmamassen Wasserdampf absorbieren können, wurde von Arrhenius[1] erklärt. Saure Lavamassen, die unter 1 000° nicht zum Schmelzen gebracht werden können, scheinen, wenn wassergesättigt, unter günstigen Umständen, wie in Gangapophysen, auf ungefähr + 200° untergekühlt werden zu können.[2] Bei der Erstarrung wird grösstenteils Wasser abgegeben. Dieser Umstand macht, dass eine ganze Reihe von Gesteinen bei viel niedrigeren Temperaturen erstarren als die, bei welchen sie schmelzen. Bei einem aus glutflüssigen Massen bestehenden Himmelskörper, der radioaktive Substanzen enthält, sollte man sich deshalb alternierende Erstarrungs- und Schmelzprozeduren denken können. Enthält der Himmelskörper Wasserdampf, so wird dieser zu einem grossen Teil in die Atmosphäre ausgetrieben, wo er dicke Wolken bildet. Auf diese Weise kann eine Erstarrungskruste entstehen, die um

[1] Zur Physik des Vulkanismus. — Geol. Fören. Förh. Bd. 22. S. 395.

[2] Barus, Remarks on Colloidal Glass. — Am. Journal Sciences. Ser. 4. Bd. 6. 1898. S. 270.

so dicker wird, je grösser die Unterkühlung war. Da die Wiedererwärmung durch die radioaktiven Substanzen sehr langsam geschieht, wenn diese Substanzen nur in kleinen Mengen vorhanden sind, kann eine solche Erstarrungskruste an Dicke zunehmen und lange Zeiträume hindurch halten. Dieser intermittierende Zustand mit einer bald glutflüssigen, bald erstarrenden Oberfläche dürfte durch eine homogene Zusammensetzung der Magmamassen begünstigt sein, denn ihre Abkühlung bis zu einer grossen Tiefe dürfte dann durch Konvektion befördert werden.

Nun ist es indessen keineswegs nötig, anzunehmen, dass der Gehalt an radioaktiven Substanzen durch die ganze Erdmasse hindurch derselbe ist. Im Gegenteil scheint die meistgoutierte Deutung der fraglichen Widersprüche seitens der Gelehrten die Annahme einer hauptsächlichen Konzentration dieser Substanzen auf die Gesteine der Erdoberfläche zu sein. Es ist leicht zu berechnen, wie tief sich ein Gesteinslager des in der Erdoberfläche befindlichen Uran- und Thoriumgehalts erstrecken muss, um den aus dem geothermischen Masse folgenden Wärmestrom zustandezubringen, wenn im Erdinnern keine andere Wärmequelle vorhanden ist. Dieser Wärmestrom beträgt 39 g Kal. per Jahr. Wenn ein Kubikzentimeter Gestein 0.00 001 9 g Kal. per Jahr erzeugt, so ist zu diesem Zwecke offenbar erforderlich, dass sich das Gestein nur bis auf eine Tiefe von 20.5 km erstreckt. Sollte auf diese Weise eine sphärische Schale das wärmeerzeugende Medium sein, so würde innerhalb desselben die Temperatur nach der Tiefe zu bis zur unteren Grenze der Schale steigen, und von deren Niveau aus dieselbe Temperatur bis zum Mittelpunkt der Erde herrschen.

Diese Temperatur kann durch folgende Formel leicht berechnet werden.[1] Wenn K = das Wärmeleitungsvermögen der Gesteine ist, h die Wärmemenge, welche jeder cm^3 in der Sekunde hervorbringt, D die Mächtigkeit der wärmeerzeugen-

[1] JOLY, Radioactivity and Geology. London. 1909. S. 272.

den Schicht und die Temperatur an der Erdoberfläche 0° ist, so ist die Temperatur ϑ in der Tiefe x unter der Erdoberfläche:

$$\vartheta = \frac{hx}{K}\left(D - \frac{x}{2}\right).$$

Bei der Tiefe D ist $x = D$ und die Formel geht über in:

$$\vartheta = \frac{hD^2}{2K}.$$

Wenn $D = 2\,000\,000$ cm, $h = 0.00\,000\,000\,000\,06$ g Kal. und $K = 0.00\,4$, so wird $\vartheta = 300°$. Laut den gemachten Voraussetzungen wäre dies die Maximaltemperatur im Erdinnern.

Diese ist jedoch augenscheinlich absolut zu niedrig. Eine höhere Temperatur kann man unter Beibehaltung der angenommenen Totalmenge radioaktiver Substanzen erhalten, wenn diese als in geringeren Mengen per Volumeneinheit vorkommend, aber statt dessen bis zu einer grösseren Tiefe verbreitet angenommen werden dürfen.

Dass ein niedrigerer Uran- und Thoriumgehalt und eine entsprechende Vermehrung der Mächtigkeit des radioaktiven Lagers eine höhere Temperatur nach sich zieht, geht aus der zuletzt angeführten Formel hervor. Man sieht aus derselben, dass, wenn der radioaktive Gehalt um die Hälfte verringert wird und man deshalb eine doppelt so grosse Tiefe der radioaktiven Schicht annehmen muss, die Temperatur an der Unterseite derselben 600° oder doppelt so hoch sein muss wie nach der früheren Voraussetzung. Es dürfte jedoch kaum richtig sein, einen ein halb Mal so grossen Gehalt an radioaktiven Substanzen anzunehmen als den experimentell bestimmten und man muss wohl deshalb den für das oberste Lager in der Erdoberfläche experimentell gefundenen Wert beibehalten und annehmen, dass dieser Gehalt nach der Tiefe zu kleiner wird; wie rasch sich diese Verminderung vollzieht, dürfte schwer zu bestimmen sein.

Mit Hilfe der angeführten Formel können auch für verschiedene D und h die Temperaturen in verschiedener Tiefe berechnet werden und man erhält dadurch einen Einblick in die Temperaturgradienten, die in einer hypothetischen sphärischen Gesteinschale mit überall gleichem Radiumgehalt entstehen würden.

Tiefe in *km*.	Wärmeentwickelung in Zehntausendmilliardenteilen von *g* Kalorien per Sek. und cm^2.					
	6.		3.		1.	
	Temp.	Temperatursteigerung per *km*.	Temp.	Temperatursteigerung per *km*.	Temp.	Temperatursteigerung per *km*.
0	0°		0°		0°	
1	29·2	29°·2	29.6	29°.6	29.9	29°.9
10	225	21·8	263	25.9	288	28.7
20	300	7.5	450	18.7	550	26.2
30	—	—	563	11.3	788	23.8
40	—	—	600	3.3	1 000	21.2
60	—	—	—	—	1 350	17.5
80	—	—	—	—	1 600	12.5
100	—	—	—	—	1 750	7.5
120	—	—	—	—	1 800	2.5

Wie leicht begreiflich ist, müsste der Temperaturgradient mit der Tiefe stark abnehmen, weil in allen Schichten gleichviel Wärme erzeugt wird, aber ausserdem Wärme von den unteren zu den oberen Schichten strömt. Ein mit der Tiefe fallender Temperaturgradient würde also für eine solche Kugelschale bezeichnend sein. Wenn nun der Gehalt an radioaktiven Substanzen mit der Tiefe abnimmt, was wahrscheinlich ist, so muss der Temperaturgradient noch mehr abnehmen.

Dass die radioaktiven Substanzen hauptsächlich in den obersten Teilen der Erdrinde konzentriert sind, dürfte wohl als festgestellt angesehen warden. Es fragt sich jedoch wie diese Konzentration plausibel erklärt werden soll.

Schon auf einem früheren Stadium der radioaktiven Forschung hat JOLY[1] den Versuch gemacht, den grossen Gehalt der Erdoberfläche an radioaktiven Substanzen durch eine Annahme zu erklären, dass diese ursprünglich nicht der Erdrinde angehört hätten, sondern ihr von aussen, von der Sonne zugeführt worden sein. JOLY meint nämlich, dass, falls Uran und Thorium ursprünglich in der Erde gewesen wären, sich im Meere weitaus grössere Mengen, als dort tatsächlich zu finden sind, konzentriert hätten. Die Substanzen seien in der Form von kleinen, von der Sonne abgestossenen Partikeln auf die Erde gelangt. Seine Beweisführung ist jedoch unzulänglich, da man ja tatsächlich den grössten Uran- und Thoriumgehalt in den Graniten des Urgesteins findet, während die sedimentären Gesteine einen weitaus geringeren Gehalt aufweisen.

Später hat JOLY[2] einen anderen Erklärungsversuch gebracht. Wenn man die sogenannte Plantesimaltheorie der Entstehung der Erde zu Grunde legt, so sollte die Erde in einem frühen Stadium aus einem Konglomerat von zufällig zusammengekommenen Stücken bestanden haben und eine, vom Uran- und Thoriumgehalt nahezu unabhängige Temperatur gehabt haben, die aber durch die von den Zusammenstössen erzeugte Wärme bestimmt worden sei. Im Laufe der Zeiten sind die grössere Mengen Uran und Thorium enthaltenden Partien, falls sie in grösserer Tiefe gelegen und thermisch isoliert gewesen sind, allmählich spontan erwärmt worden. Sobald sie geschmolzen waren, konnten sie durch chemische und physikalische Kräfte an die Erdoberfläche ejiziert werden. Auf diese Weise hätte sich das uranhaltige Material an der Nähe der Erdoberfläche angesammelt.

Es scheint mir jedoch kaum nötig, die Aggregationshypothese, gegen die ja ziemlich ernste Einwände vorgebracht werden können,[3] in ihrem vollen Umfang anzunehmen. Dass die

---

[1] Geographisches Jahrb. Bd XXXVI, 1913, S. 71. Nach Nature 1907.
[2] Radioactivity and Geology. S. 183.
[3] Chamberlin & Salisbury, Geology II. S. 13.

Erde aus verschiedenen zusammenstossenden Himmelskörpern entstanden sein kann, dürfte wohl im Gebiete der Wahrscheinlichkeit liegen. Mit grosser Gewissheit kann dagegen behauptet werden, dass die Erde einen metallischen Kern von hohem spezifischem Gewicht besitzen muss, was ja aus dem hohen spezifischen Gewicht, das der Erdkörper besitzt, hervorgeht. Diese Differenzierung in einen metallischen Kern und einer Silikatrinde setzt indessen voraus, dass die Erde einmal so glutflüssig gewesen ist, dass eine Trennung nach spezifischen Gewichten stattfinden konnte. Bis zu einem gewissen Grade dürfte wohl auch in grossen Tiefen im Erdinnern infolge der Plastizität und möglicherweise auch durch eine dort von dem grossen Druck hervorgerufene Schmelzpunktherabsetzung eine Sortierung nach spezifischen Gewichten zustande kommen können. Näher an der Erdoberfläche können sich indessen diese Umstände nicht geltend gemacht haben. Die dortigen Verhältnisse deuten aber darauf hin, dass während der Urzeit überall in der Erdoberfläche Eruptivgesteine meist von granitischem Typus vorgekommen sind. Wenn sich aber die Erdrinde einmal im Schmelzzustand befunden hat, so hat sie wahrscheinlich eine Temperatur von wenigstens 1,000° gehabt und in diesem Falle liegt die Annahme nahe, dass die ganze Erde geschmolzen war, denn die Mehrzahl der Gesteine schmelzen bei dieser Temperatur und auch unreines Eisen dürfte vermutlich ungefähr denselben Schmelzpunkt besitzen. Wenn aber auch die Erde einmal vollständig glutflüssig gewesen ist, so scheint doch niemals in demselben Grade eine vollständige Mischung der Erdmaterie stattgefunden zu haben, wie dies zum Beispiel beim Meerwasser der Fall ist. Vor allem war der metallische Kern schon vorher ausgeschieden, da er sich nicht in Silikate lösen konnte. Ferner haben diese Schmelzen eine so grosse Viskosität besessen, dass eine kräftigere Mischung nicht stattfinden konnte. Die Viskosität für Basalt wird von Becker als ungefähr 50 Mal grösser als die des Wassers angegeben und

dieses Gestein ist doch mit Ausnahme von solchen, die grosse Wassermengen aufgenommen haben und sich unter hohem Dampfdruck befinden, eines der leichtflüssigsten von allen. Die bedeutende Viskosität der Gesteine scheint also die unvollständige Vermischung erklären zu können, welche anscheinend vorausgesetzt werden muss, um die chemischen Ungleichheiten der Eruptivgesteine in den verschiedenen petrographischen Provinzen verständlich zu machen. Dass auch innerhalb begrenzter Strecken Magma von weitaus verschiedenen Zusammensetzungen gleichzeitig nebeneinander vorkommt, ist aus den Reihen verschiedener Gesteine, die oft in demselben Eruptivgebiet angetroffen werden, bewiesen.

Eine gewöhnliche Auffassung nimmt indessen nicht nur an, dass die Erde glutflüssig gewesen ist, sondern sogar gasförmig. Bei einem Himmelskörper, der aus glühenden Gasen besteht, muss wenigstens in den äusseren Teilen, wo die Gase nicht allzustark zusammengepresst werden konnten, eine sehr vollständige Vermischung eintreten. Mit einer solchen homogenen Mischung stimmen die Verhältnisse in der Erdrinde mit ihren verschiedenen Gesteinen und unregelmässig geformten Kontinenten und Meerestiefen keineswegs überein. Wir müssen also annehmen, dass diese Unregelmässigkeiten durch spätere Differenzierungen entstanden sind. Die erstere Vermutung ist jedoch einfacher.

Je nachdem man das eine oder andere Prinzip für die Entstehung der Erde voraussetzt, findet man verschiedene Erklärungsgründe für die ungleiche Verteilung der radioaktiven Substanzen. Begnügt man sich mit der Voraussetzung einer glutflüssigen Erde, so kann man den reicheren Gehalt an radioaktiven Substanzen in den sauren Gesteinen als eine ursprüngliche Eigenschaft derselben erklären. Akzeptiert man dagegen einen glühenden gasförmigen Zustand und nimmt eine danach eingetroffene Dissoziation an, so muss man auch annehmen, dass die Uran- und Thoriumverbindungen in den sauren Gesteinen leichter löslich sind als in den basischen und in dem

metallischen Eisenkern. Diese Verbindungen haben sich dann auf die drei Arten von Schmelzen — nach dem Henry'schen Gesetze — in Proportion zu ihrer Leichtlöslichkeit in denselben verteilt.

Die Verteilung von Uran und Thorium auf verschiedene Arten von Gesteinen in der Erdrinde ist also *direkt eine Stütze* für die Annahme eines mit der Tiefe abnehmenden Gehalts, denn dass im grossen ganzen die basischen und schwereren Gesteine nach der Tiefe zu an Frequenz zunehmen, geht teils aus dem hervor, was wir über das spezifische Gewicht der Erde wissen, teils auch aus dem Umstand, dass unter älteren geologischen Perioden Eruptionen von sauren Gesteinen weitaus häufiger waren als solche von basischen, während dies nunmehr umgekehrt ist.

Nach der hier gebrachten Darstellung hat man also Grund für die Vermutung, dass Uran und Thorium vorzugsweise in den sauren Gesteinen konzentriert sind, dass sie ihre grösste Frequenz in den obersten Teilen der Erdoberfläche haben, und dass demnach Uran- und Thoriumgehalt mit der Tiefe abnehmen. Da diese Substanzen spontan Wärme entwickeln, muss wenigstens *ein Teil* der Erdwärme daher kommen; wie gross aber dieser Teil ist, lässt sich nicht bestimmen. Falls nicht die ganze Erdwärme durch die radioaktiven Substanzen entsteht, muss ein Teil ihren Ursprung in dem *Abkühlungsprozess der Erde* haben. Dieser darf unter solchen Umständen als ziemlich weit fortgeschritten angesehen werden und zwar um so weiter, je grösser der Gehalt an radioaktiven Substanzen ist.

Die alte Ansicht, dass die Wärme der Erde von einem Abkühlungsprozess herrühre, führte zu der Vermutung von sehr hohen Temperaturen im Erdinnern. Da die Abkühlung der Erde ausschliesslich durch die Abkühlung der Erdoberfläche stattfände, müsste die höchste Temperatur im Zentrum der Erde angetroffen werden. Ein Mass für die Temperatursteigerung nach dem Erdinnern zu hätte man in dem Temperaturgradienten

oder der Wärmesteigerung per Längeneinheit; als Längeneinheit kann hier am geeignetsten der Kilometer gewählt werden. Der Temperaturgradient T ist dem Leitungsvermögen K der Gesteine umgekehrt proportional, was daraus ersichtlich, dass der Wärmestrom S vom Innern der Erde nach der Oberfläche durch die verschiedenen Gesteine als derselbe angenommen werden muss:

$$S = KT; \quad T = S/K.$$

Das Wärmeleitungsvermögen für verschiedene Gesteine liegt zwischen 0,0036 und 0.0060 (laut HARKER). Im allgemeinen ist es für saure Gesteine etwas grösser als für basische, doch ist der Unterschied nicht so bestimmt, dass hierauf irgendwelche Berechnung aufgebaut werden kann. Obgleich in chemischer Hinsicht zwischen den oberen und tieferliegenden Teilen der Erdrinde ein ausgeprägter Unterschied vorhanden sein dürfte, ist doch, falls man von der Einwirkung des Radiums absieht, keinerlei Grund vorhanden, hinsichtlich des Temperaturgradienten eine grössere Ungleichheit zu vermuten. Wie sich das Wärmeleitungsvermögen bei den in dem Erdinneren herrschenden hohen Temperaturen und Drucken gestaltet, hierüber dürfte man keinerlei Kenntnisse haben. Im Eisen dagegen ist das Wärmeleitungsvermögen bei gewöhnlicher Temperatur ungefähr 100 Mal so gross wie in den Gesteinen, und wir müssen wohl annehmen, dass dies auch bei den Temperaturen und den Drucken im Erdinnern der Fall ist. Dieses viel grössere Wärmeleitungsvermögen würde höchst beträchtlich auf die Temperatur am Mittelpunkt einwirken. Für dessen Berechnung sind jedoch Kenntnisse über die Dimensionen der Rinde und des Kernes erforderlich.

Diese kann man auch berechnen. Mit Kenntnis des spezifischen Gewichts der Gesteinsrinde, ungef. 2.7, des spezifischen Gewichts der Erde im Durchschnitt = 5.53 sowie der Abplattung der Erde hat WIECHERT gefunden, dass die Gesteinsrinde eine Mächtigkeit von ungefähr 1 400 km hat, unter der der Eisenkern von einem durchschnittlichen spezifischen Gewicht

= 8.2 nach einer gewissen Übergangszone beginnt und sich bis zum Mittelpunkt erstreckt. Eine Bestätigung dieser Massenverteilung fand WIECHERT in der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen, für die die genannte Niveaufläche eine Art Grenzfläche bildet, unter der eine grössere und gleichmässigere Fortpflanzungsgeschwindigheit herrscht.

Neuere von Göttinger Forschern[1] gemachte detaillierte Untersuchungen über Erdbebenwellen scheinen zur Entdeckung von drei verschiedenen, auf folgenden Tiefen gelegenen und durch folgende Fortpflanzungsgeschwindigkeiten L der longitudinalen und T der transversalen Wellen charakterisierten Diskontinuitätsflächen im Erdinnern geführt zu haben.

Tiefe km.	L km/sek.	T km/sek.
0	7.174	4.010
1,193 ± 50	11.80	6.59
1,712 ± 100	12.22	6.86
2,454 ± 100	13.29	7.32

Da es schwierig sein dürfte, sich irgend eine Vorstellung über den Unterschied in der Zusammensetzung bei diesen inneren Zonen zu bilden, können wir hier die ältere Auffassung von WIECHERT beibehalten und nur eine Diskontinuitätsfläche annehmen.

Wenn wir nun einen verhältnismässig schwachen Temperaturgradienten in der äusseren Rinde z. B. 20° per 1 km annehmen, so finden wir, dass an der Grenzfläche 1,400 km tief die Temperatur zur Grössenordnung 30,000° gestiegen wäre. Dann steigt aber die Temperatur nach dem Mittelpunkt zu infolge des Leitungsvermögens des Eisens nur so unbedeutend, dass sie in der hier beabsichtigten groben Schätzung unberücksichtigt bleiben kann.

[1] Über Erdbebenwellen VI: L. GEIGER u. B. GUTENBERG, Konstitution des Erdinneren, erschlossen aus der Intensität longitudinaler und transversaler Erdbebenwellen und einige Beobachtungen an den Vorläufern. — Nachrichten d. k. Gesellsch. d. Wiss. zu Göttingen. Math.-phys. Klasse. 1912. S. 623.

Eine Temperatur von dieser Grössenordnung würde man also im Erdinnern zu erwarten haben, falls die Erdwärme nur auf dem Abkühlungsprozesse beruhte. Spielen nun die radioaktiven Substanzen für die innere Wärme eine Rolle, so muss der Temperaturgradient, je mehr man in uran- und thoriumärmere Lager hinunterdringt, immer schwächer werden. Irgendwelche zuverlässige Berechnungen über die Grösse des Gradienten in verschiedener Tiefe kann man jedoch nicht machen, da wir weder über die Menge der radioaktiven Substanzen noch über deren Verteilung irgendwelche Kenntnisse besitzen.

Über den Aggregatzustand im Erdinnern haben während der letzten Jahrzehnte mehrere berühmte Physiker die Meinung verfochten, dass das Erdinnere ungefähr ebenso fest ist wie Stahl. Der erste Beweis von grösserer Tragweite für diese Meinung wurde von Lord KELVIN und G. H. DARWIN in der tatsächlichen Grösse der Ebbe- und Flutwellen gefunden, die nicht erreicht worden wäre, falls die feste Erdrinde dünn gewesen wäre und eine Unterlage aus flüssiger Lava besessen hätte, denn dann hätten sich Wellen in der dünnen festen Rinde gebildet und die selbständigen Gezeiten des Meeres hätten nur unbedeutende Dimensionen angenommen. Da solche Wellenbewegungen in dem Erdkörper nicht nachgewiesen werden können, muss die Erde fest sein. In den letzten Jahren haben jedoch Wellen im Erdkörper selber nachgewiesen werden können, obgleich sie sehr gering sind. Man hat dabei eine Variation in der Richtung der Schwerkraft nachzuweisen versucht. Wäre die Erde absolut fest, so würde eine Pendelspitze, die einen auf der Erdoberfläche festsitzenden Horizontalplan tangiert, im Verlauf eines Tages eine geschlossene Figur beschreiben, was darauf beruht, dass der Resultant aus der Anziehungskraft von Erde, Sonne und Mond am Tangierungspunkt infolge der Rotation der Erde und des Mondumlaufes einem periodischen Wechsel unterworfen ist. Die Grösse dieser Bewegung ist von dem Breitegrad, sowie von dem Masse, in dem Sonne und Mond zusammen wirken oder einander ent-

gegenwirken, abhängig. Sie ist allerdings sehr klein und für ein Pendel von 10 m Länge von der Grössenordnung 0.002 mm. Ebenso wie sich das Pendel immer in der Richtung des Resultanten der Anziehungskräfte einstellt, so stellt sich eine Wasserfläche dagegen senkrecht ein. Wenn die Erde flüssig oder dem Druck nachgebend wäre, so würde auch sie sich deshalb zum Resultanten senkrecht einstellen und da würde die Pendelspitze auf der Erdoberfläche keine Kurve beschreiben.

Ein experimenteller Nachweis einer solchen täglichen Periode für die Richtung der Schwerkraft ist mit grossen Schwierigkeiten verbunden gewesen, unter anderem weil die Erwärmung der Erde durch die Sonne periodische Bewegungen der Erdoberfläche verursacht, durch welche die Entdeckung der Schwerkraftsperioden schwierig wird. Erst in einem Laboratorium (Potsdam), 25 m tief unter der Erdoberfläche, wo die Einwirkung der Insolation auf $^1/_7$ reduziert ist, hat man unter Verwendung von empfindlichen Horizontalpendeln den fraglichen Wechsel in der Schwerkraftrichtung nachweisen können. Laut HECKER haben diese aber nur annähernd $^2/_3$ des Wertes erreicht, den sie haben würden, wenn die Erde vollkommen starr und unelastisch wäre. Die Erde muss folglich als ein fester Körper betrachtet werden, der aber infolge von Elastizität (oder Plastizität?) in geringem Masse dem durch Schwerkraftwechsel verursachten Druck nachgibt.

Einen anderen Beweis für die Festigkeit der Erde hat man in der Wanderung der Erdachse im Erdkörper gefunden. Bei einem unregelmässig geformten, starren Körper, der rotiert, wandert die Rotationsachse unaufhörlich. Hat der Körper dagegen eine Rotationsform und fallen Figurenachse und Rotationsachse zusammen, so bleibt diese konstant. Macht der Körper eine asymmetrische Veränderung durch, so beginnt die Rotationsachse eine kegelförmige Bahn im Körper zu beschreiben. In einer rotierenden Flüssigkeit dagegen richtet sich die Form nach der Rotationsachse und eine Be-

wegung derselben in der Flüssigkeit kann also nicht vorkommen.

Schon 1844 bezweifelte BESSEL die Unveränderlichkeit der Breitegrade. Durch direkte Messungen wurde von KÜSTNER Ende der achtziger Jahre konstatiert, dass die Breitegrade eine geringe Variation haben, bei denen CHANDLER eine Periode von 14 Monaten nachwies. Nunmehr werden die Bewegungen des Nordpols durch Beobachtungen an sechs rund um die Erde auf ungefähr demselben Breitegrad gelegenen Stationen verfolgt. Seit 1900 liegen vollständige Beobachtungen vor. Nach diesen befindet sich der Rotationspol in ständiger Wanderung nach der Richtung, in der sich die Rotation bewegt, so dass er nach 14 Monaten ungefähr seine frühere Lage wieder einnimmt. Die Bewegung ist aber sehr unregelmässig, da der Abstand vom geographischen Pol zwischen 0″.05 und 0″.35 oder in Längenmass $1^1/_2$—$10^1/_2$ m[1] wechselt.

Diese Bewegung des Rotationspoles muss mit Massenverschiebungen auf der Erde in Verbindung stehen. Solche finden auch unaufhörlich statt. Die wichtigsten dürften die Wanderungen der Luftmassen sein, die durch den Wechsel im Luftdruck zum Ausdruck kommen. Besonders bedeutend sind die Unterschiede im Luftdruck über den Kontinenten im Winter und Sommer. Für grosse Teile von Asien betragen diese Unterschiede bis 20 mm Quecksilber. Da diese Massentransporte bedeutende Areale umfassen, dürften sie diejenigen beiweitem übertreffen, die durch Sedimentation, vulkanische Eruptionen, Verwerfungen und andere geologische Phänomene stattfinden. Die Polbewegung weist deshalb (laut ALBRECHT), ausser der CHANDLER'schen Periode, auch eine deutliche jährliche Periode auf. Ausserdem treten bei der Polbewegung auch recht hastige Wendungen auf. Vielleicht können sie auch mit hastigeren Luftdruckänderungen oder mit Erdbebenkatastrophen in Zusammenhang gesetzt werden. Man hat auch

[1] H. C. E. MARTENS: Astronomische Erdkunde. Dresden & Leipzig, 1912.

— laut MILNE u. SPITALER — einen gewissen Zusammenhang zwischen Erdbeben und Breitenschwankungen gefunden.

Von besonderem Interesse für die Untersuchungen des Aggregatzustandes im Erdinneren ist die CHANDLER'sche Periode. Nach EULER soll die Rotationsachse in einer festen Erde im Laufe von 305 Tagen einen vollen Konus um die Figurachse beschreiben. POINCARÉ [1] scheint bewiesen zu haben, dass diese Periode für eine aus einer festen Rinde und darin befindlichen flüssigen Masse bestehende Erde kürzer sein würde. Statt dessen ist nun die Periode länger. Die Erde muss also besonders fest sein. Mehrere andere Forscher sind zu ähnlichen Resultaten gekommen, jedoch scheint die Frage noch nicht endgültig gelöst zu sein.

In der neueren Zeit hat besonders der bekannte Seismologe WIECHERT die Theorie von der Festigkeit des Erdinneren verfochten. Durch die modernen seismographischen Instrumente hat man bekanntlich gefunden, dass Erdbebenwellen auch mitten durch die Erde gehen. Nach einer Station gegenüber dem Erdbebenherd gelangen diese sogenannten Vorläufer als sehr schwache Wellenbewegungen bedeutend früher als die längs der Erdrinde laufenden intensiven Wellen. Es scheint, als ob die moderne Erdbebenforschung mit ziemlicher Sicherheit zwei Arten von Vorläufern hat feststellen können. Wäre das Erdinnere flüssig, dürfte nur eine Art von Vorläufern möglich sein, nämlich longitudinale Wellen; der Umstand, dass zwei Arten vorkommen, deutet darauf hin, dass sich das Erdinnere wie ein fester Körper verhält. Die andere Art besteht aus Wellen, die laut WIECHERT [2] transversale Schwingungen ausführen, die sich nur in einem festen elastischen Medium fortpflanzen können. Sie müssen also auf ihrem ganzen Wege durch Substanzen gegangen sein, die ent-

---

[1] Sur la précession des corps déformables. — Bull. astronomique. Bd 27. 1910, S. 330.

[2] Die Erdbebenforschung, ihre Hilfsmittel und ihre Resultate für die Geophysik. — Physikal. Zeitschrift. Jhrg. IX. 1908.

weder fest sind oder aber sich wie feste Körper verhalten. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der transversalen Wellen ist bedeutend geringer als die der longitudinalen.

Mehrere Umstände deuten also — nach der Meinung der Physiker — darauf hin, dass die Erde in ihrer ganzen Masse ein fester Körper ist oder sich wenigstens wie ein sölcher verhält. Natürlich müssen die vulkanischen Schmelzherde hiervon ausgenommen werden, aber diese dürfen augenscheinlich als lokale Erscheinungen aufgefasst werden. Gegen die Auffassung der Erde als festen Körper spricht nur die starke Wärmesteigerung nach der Tiefe hin, die, falls sie als konstant angesehen werden darf, in 30 km Tiefe oder auf 0.5 % des Erdradius, wo die Temperatur 900° erreichen würde, zu einem glutflüssigen Zustand führt und zu einem überwiegend gasförmigen schon bei 10 Mal so grosser Tiefe, wo die Temperatur nach der gemachten Annahme etwa 9,000° erreichen würde, bei welcher Temperatur wahrscheinlich die meisten Substanzen ihren kritischen Punkt überschritten haben.

Zwar müsste man annehmen, dass bei dem enormen Druck, der im Erdinneren vorkommt — bei 300 km Tiefe kann der Druck auf 100,000 Atmosphären geschätzt werden — Flüssigkeiten und Gase sich in einer ganz anderen Weise verhalten als bei niedrigem Druck und infolge der starken Zusammenpressung etwa dieselben Eigenschaften angenommen haben wie Flüssigkeiten mit sehr starker innerer Friktion oder eher wie plastische feste Körper. Um die Ansprüche der Seismologen zufrieden zu stellen, muss diese Eigenschaftsveränderung doch so weit gegangen sein, dass die Plastizität erst lange Zeit wirkenden Kräften gegenüber auftritt, und dass sich diese Substanzen sonst unplastisch verhalten, d. h. kurzandauernden Kräften gegenüber elastisch. Ob angenommen werden kann, dass der Druck einen solchen Zustand der Dinge auf dem ganzen Gebiete vom Mittelpunkt der Erde, wo der Druck auf 4,000,000 Atmosphären geschätzt wird, bis zu einer Tiefe von 30 km mit einem Druck von 10,000 Atmosphären zustande

bringt, dürfte sich schwerlich entscheiden lassen, aber erscheint in gewissem Grade zweifelhaft. Es scheint unwahrscheinlich, dass der geringe Druck auf 30 km Tiefe im Stande sein sollte, den Magmamassen der Gesteine eine solche Verdichtung zu geben, dass sie sich wie feste Körper verhalten würden.

Eine dem Drucke nachgebende aber, trotzdem durchaus starre Erde dürfte also wahrscheinlich sein und kann in obiger Weise erklärt werden. Die Theorie eines glühenden Inneren in flüssigem oder gasförmigem Zustand, von dem die nach der Erdoberfläche geleitete Wärme herkommt, scheint also eine allzu rasche Zunahme der Temperatur nach der Tiefe hin vorauszusetzen. In dieser Beziehung hat die Auffassung, die die Erdwärme von der Wärmeentwicklung der radioaktiven Substanzen herleitet, einen Vorzug. Durch die Annahme eines bis zu einer grossen Tiefe hinuntergehenden und mit der Tiefe abnehmenden Gehalts dieser Substanzen kann der Wärmegradient nach dem Erdinneren zu einer Abnahme gebracht werden, so dass die hohen, einen flüssigen Zustand der Materien voraussetzenden Temperaturen erst in einer solchem Tiefe angetroffen werden, dass ihnen der Druck dort den Charakter eines festen Körpers gibt. Diese Theorie ist aber keineswegs unvereinbar mit derjenigen eines sich abkühlenden Inneren. Man müsste da nur einen geringeren Gehalt an radioaktiven Substanzen annehmen als den, der nötig ist, um den ganzen Wärmestrom zur Erdoberfläche zu ersetzen. Der Teil der nach der Erdoberfläche strömenden Wärme, der nicht radioaktiven Ursprungs ist, würde demnach von dem Abkühlungsprozess der Erde herstammen. Wie gross die aus der einen oder anderen dieser Wärmequellen kommende Wärme ist, dürfte sich augenblicklich schwerlich schätzen lassen. Diese Betrachtungsweise hat jedoch einen gewissen Vorteil dadurch, dass sie sowohl die Annahme eines ursprünglich glutflüssigen Zustandes der Erde, als auch einen gegenwärtigen festen Aggregatzustand bis zu einer weit

grösseren Tiefe als es die Abkühlungstheorie allein ermöglicht, zulässt.

Die Bedeutung der Wärmeerzeugung der radioaktiven Substanzen für die Erklärung der Gebirgsfaltung ist ein noch wenig erörtertes Kapitel. Im allgemeinen nahm man früher an, dass die Kontraktion der Erde tangentielle Druckspannungen in der Erdkruste verursachten, die sich in Falten, Über- und Unterschiebungen auslösten. Bei der Annahme eines Erdinneren, das sich nicht abkühlt sondern von den radioaktiven Substanzen bei einer konstanten Temperatur gehalten wird oder sich sogar erwärmt, fällt die Theorie einer schrumpfenden Erde von selbst weg. Im letzteren Falle würde sie sich sogar erweitern. Bei der hier als wahrscheinlich angenommenen Anschauung, dass die innere Erdwärme zum Teil aus den radioaktiven Substanzen, zum Teil aus dem sich abkühlenden Erdinneren herkäme, würde jedenfalls die Schrumpfung weniger effektiv werden, als wenn die ganze Wärmequantität aus der Abkühlung stammte.

Andererseits gibt die Wärmeproduktion der radioaktiven Elemente ungeahnte Möglichkeiten zur Erklärung tektonischer und petrographischer Erscheinungen. Die ungleichmässige Verteilung der wärmeerzeugenden Substanzen gibt zu Temperaturdifferenzen Veranlassung, die für die Spannungen in der Erdrinde, die Gesteinsmetamorphose usw. von grösstem Belang sein können. Bei dem Vergleich von Temperatur und Radioaktivität der Gesteine des S:t Gotthard-Tunnels hat sich eine gewisse Übereinstimmung dieser Faktoren ergeben. Dies Verhältnis wird jedoch von Quelladern stellenweise stark beeinflusst.

In genügender Tiefe können offenbar grössere Gehalte an radioaktiven Elementen lokale Schmelzherde schaffen.[1]

Als eine *Zusammenfassung* obenstehender Darstellung des Zustands des Erdinneren mag folgendes gesagt werden:

---

[1] Vergl. J. Joly, Radioactivity and Geology. London 1909.

Die Erde verhält sich wie ein fester Körper, der nur lange andauernden Kräften nachgibt.

Die Wärme des Erdinneren beruht wahrscheinlich sowohl auf einen Abkühlungsprozess, als auf die Wärmeerzeugung der radioaktiven Substanzen.

Letztere sind hauptsächlich in den äusseren Teilen der Erdrinde konzentriert.

Der Wärmegradient muss von der Erdoberfläche ab bis zur unteren Grenze der Gesteinsschale stark abnehmen. Von da ab steigt die Temperatur wahrscheinlich nur wenig bis zum Erdmittelpunkt.

Altersbestimmungen mit Hilfe der Endprodukte der radioaktiven Substanzen.

Es ist in der Einleitung erwähnt worden, dass die Uranreihe mit Blei abzuschliessen scheint. Irgendeine Umwandlung von Blei ist nicht bekannt, deshalb darf diese Substanz als ein Endprodukt aufgefasst werden, das sich bei der radioaktiven Desintegration in wechselnder Menge anhäuft. Es entsteht auch ein anderes Endprodukt, nämlich Helium. Diese Substanz wird bei der Desintegration α-Strahlen erzeugender Substanzen gebildet. Es gibt 8 solche Substanzen in der Uranreihe und die Anzahl der für jedes Atom Uran entstehenden Heliumatome ist deshalb 8.

Die Endprodukte der Aktinium- und Thoriumreihen sind nicht genauer bekannt, wenn man von der Heliumerzeugung absieht. Aus einem Atom Thorium werden 7 Atome Helium erzeugt. Die Anzahl der von Uran und Thorium im Gleichgewicht mit ihren Zerfallsprodukten fortgeschleuderten α-Partikelchen ist von GEIGER und RUTHERFORD bestimmt worden und hieraus wurde der Wert für die Heliumproduktion erhalten. Diese ist für ein Gramm Urelement:

	Helium per Jahr in mm³.
Uran im Gleichgewicht mit seinen Zerfallsprodukten	0.000 110
Thorium unter gleichen Verhältnissen	0.000 031

Unter der Voraussetzung, dass kein Helium abgegeben ist oder keine anderen störenden Einflüsse mitgespielt haben, werden also in 100 000 Jahren 11 mm³ Helium aus einem Gramm Uran und 3 mm³ Helium aus einem Gramm Thorium gebildet

Um die Verhältniszahlen He/U, He/Th und Pb/U für die Berechnung des Alters des Minerals anwenden zu können, muss jedoch vorausgesetzt werden, dass weder He oder Pb noch irgendwelche andere Zerfallsprodukte von Uran und Thorium im Mineral bei dessen Bildung vorhanden waren, und dass nichts von diesen Substanzen weggeführt oder hinzugekommen ist. Dass Helium nicht besonders festsitzt, geht daraus hervor, dass man einen merklichen Verlust an Helium sowohl beim Pulverisieren des Minerals als auch bei der Aufbewahrung der Kristalle im Vakuum gefunden hat. Seltener dürfte dagegen ein ursprünglicher Gehalt an Helium sein. Beryll weist indessen nach STRUTT einen bedeutenden Heliumgehalt, ohne nennenswerten Gehalt an radioaktiven Substanzen auf. Es ist die Möglichkeit aufgestellt worden, dass ein Gehalt des einen oder anderen der sich rascher umwandelnden radioaktiven Substanzen ursprünglich im Beryll vorhanden gewesen sei.

Anstatt von einer berechneten Heliumproduktion auszugehen, hat R. J. STRUTT [1] die Geschwindigkeit der Heliumbildung an Thorianit und Pechblende direkt bestimmt. Infolge der grossen Mengen Mineral, die verwendet werden mussten, und der kleinen Mengen Helium, die sich bildeten, waren diese Experimente mit recht grossen Schwierigkeiten verknüpft. 1—1½ kg Mineral wurde dazu verwendet. Es wurde gefunden, dass die per Jahr neugebildeten Heliumquantitäten in Thorianit von Galle auf Ceylon und in Pechblende von Joachimsthal, 0.000037 mm³, resp. 0.000032 mm³ per Gramm Mineral ausmachten. Da das erstgenannte Mineral ursprünglich 9 300

[1] Measurements of the rate at which Helium is produced in Thorianite and Pitchblende, with an Minimum Estimate of their Antiquity — Proc. Roy. Soc. Ser. A, Bd 84, 1911, S. 379.

mm^3 Helium per Gramm enthielt, so kann sein Alter auf 250,000,000 Jahre berechnet werden. Die kleinen Gasquantitäten wurden in schmalen Thermometerröhren gemessen.

Strutt hat auch versucht, das Alter der verschiedenen Formationen durch Feststellung der Rationszahl He/U in einem gewissen in den verschiedenen Formationen öfter vorkommenden Mineral systematisch zu erforschen. Er versuchte es zuerst mit Phosphat, teils in fossilen Knochen, teils in Phosphatkonkretionen; die Phosphate wiesen oft einen ziemlich hohen Urangehalt auf, schienen aber nicht die Fähigkeit gehabt zu haben, das gebildete Helium in genügendem Masse zu behalten. In Kalksteinen und Gips konnte kein Helium entdeckt werden. Eisenkarbonat und Eisenoxyde dagegen zeigten günstigere Resultate. Als ein besonders geeignetes Mineral erwies sich Zirkon, sowohl durch sein Vermögen, Helium zu behalten, als auch dadurch, dass es in einer Menge von Eruptivgesteinen verschiedenen Alters auftritt. Eine Zusammenstellung der von Strutt aus diesem Mineral gewonnenen Resultate ist hier unten angeführt.[1] Das Alter habe ich unter Verwendung der von Rutherford angegebenen Werte für die Heliumproduktion des Uran und Thorium berechnet. Auf U_3O_8 bezogen, macht die Produktion per Gramm und Jahr etwa 0.000093 mm^3 He aus.

Man muss zugeben, dass im grossen ganzen eine gewisse Übereinstimmung zwischen der relativen Heliummenge und dem geologischen Alter herrscht. In mehreren Fällen ist jedoch das geologische Alter ziemlich schwebend, weshalb sich der Wert der chemischen Altersbestimmung der nötigen Kontrolle entzieht. Vermutlich werden künftig Gesteine gewählt werden können, deren geologisches Alter leichter zu bestimmen ist. Besonders unsicher ist das Alter der Zirkonkristalle

[1] The Accumulation of Helium in Geological Time. III. — Proc. Roy. Soc. Ser. A. Bd 83, 1910, S. 298.

Die Formationsangaben sind teilweise Holmes, The Age of the Earth entnommen.

Ort.	Geologisches Alter.	Mm^3 He per gm Zirkon.	U_3O_8 %	ThO_2 %	He Rations-zahl.	Alter in Millionen Jahren.
Vesuv	Quartär	< 0.04	0.38	—	< 10	0.1
Mayen, Eifel	Diluvial	0.114	0.127	—	90	1
Campbell I., N. Z. . . .	Pliozän	0.081	0.032	0.08	223	2.4
Expailly, Auvergne . .	Miozän	0.212	0.037	0	570	6
Brevig, Norwegen . . .	Devon	9.88	0.133	0.327	4,940	53
Green River, N. Carolina	Karbon- Archaikum	25.5	0.129	0.301	13,400	144
Uralgebirge	Devon- Archaikum	30.00	0.063	0.465	19,000	204
Kimberley (Blue Ground)	?	32.3	0.108	0.013	29,200	314
Ceylon	Archaikum	57.5	0.753	0.285	7,100	76
»	»	21.0	0.066	0.198	19,800	213
»	»	28.3	0.101	0.040	26,000	280
Sebastobol, Ontario .	»	11.4	0.018	0.009	56,600	609

in dem diamantführenden »Blueground» von Kimberley. Dieses Gestein besteht teils aus porphyrischen Peridotiten (Kimberliten), teils aus mehr oder weniger inhomogenen Eruptionsbreccien, die bisweilen Massen von Bruchstücken diverser Gesteine wie Granite und Gneise enthalten. Diese Bildungen füllen vertikale Vulkanrohre aus, durchsetzen die Karooformation und sind also jünger als die Trias. Ob die von Strutt untersuchte Zirkone zu den posttriadischen Eruptivgesteinen selbst gehören oder in Bruchstücken von vielleicht archäischen Graniten oder Gneisen enthalten sind, die Brecciebildungen beigemischt waren, scheint nicht bekannt zu sein. Der hohe Radiumgehalt deutet auf das letztere hin.

Die Resultate für Ceylon sind sehr divergierend. Entweder müssen sie unzuverlässig sein oder ist dort jüngeres Eruptiv angetroffen worden. Auffallend niedrig ist auch der Heliumgehalt im Zirkon von Brevig.

Von der Uran-Radium-Reihe kennt man ausser Helium auch ein anderes Endprodukt, nämlich Blei. Boltwood ist der

Mineral.	Fundort.	System.	U %.	Pb %.	Pb/U.*)	Alter Mill. Jahre.	Analytiker.
Uraninit	Glastonbury Conn.	Ober. karbon?	70.0	2.9	0.041	320	W. F. HILLEBRAND
»	»	»	70.0	3.0	0.043	335	»
»	»	»	70.0	2.8	0.040	310	»
»	»	»	72.0	3.0	0.041	325	»
»	»	»	72.0	2.9	0.040	310	»
»	Branchville Conn.	Ende des Ordovicium?	74.0	4.0	0.053	420	»
»	»	»	75.0	4.0	0.052	415	»
»	»	»	74.0	4.0	0.053	420	»
»	»	»	66.0	3.5	0.051	410	B. B. BOLTWOOD[2]
»	Änneröd, Norwegen	Archaikum	66.0	8.4	0.12	950	HILLEBRAND[1]
»	»	»	68.0	7.8	0.11	860	C. W. BLOMSTRAND
Ånnerödit	»	»	15.0	2.2	0.14	1,080	»[4]
Uraninit	Elvestad, Norwegen	»	66.0	9.3	0.13	1,040	HILLEBRAND[1]
»	»	»	57.0	8.0	0.13	1,040	»
Thorit	Hitterö, Norwegen	»	8.2	1.2	0.14	1,080	G. LINDSTRÖM[5]
Uraninit	Arendal, Norwegen	»	56.0	9.8	0.16	1,270	HILLEBRAND[1]
»	»	»	61.0	10.2	0.15	1,220	»
»	»	»	56.0	9.4	0.15	1,220	G. LINDSTRÖM[6]
Thorit	»	»	9.0	1.5	0.15	1,210	A. E. NORDENSKIÖLD
Xenotim	Nerestö, Norwegen	»	2.9	0.62	0.19	1,520	C. W. BLOMSTRAND
Hjelmit	Falun, Schweden	»	1.9	0.20	0.10	790	M. WEIBULL.[9]
Thorianit	Sabaragamuwa, Ceylon	»	9.8	2.1	0.21	1,690	DUNSTAN u. BLAKE
»	»	»	10.8	2.7	0.22	1,750	» »
»	»	»	12.8	2.4	0.17	1,350	» »
»	»	»	11.2	2.7	0.21	1,700	B. B. BOLTWOOD
»	Galle, Ceylon	»	25.0	2.1	0.08	640	DUNSTAN u. JONES

* Auf einen mittleren Gehalt an Uran bezogen.

[1] On the occurence of Nitrogen in Uraninite usw. — Amer. Journ. Science. Ser. 3, Bd 1890, S. 384.

[2] Amer. Journ. Science. Ser. 4, Bd 23, 1907, S. 79.

[3] Journ. f. prakt. Chem. Bd 29, 1884, S. 191.

[4] Bei W. C. BRÖGGER, Nogle bemærkninger om pegmatitgangene ved Moss og deres mi- raler. — Geol. Fören. Förhandl., Bd 5, 1881, S. 354.

[5] Analys af thorit från Hitterö. — Geol. Fören. Förhandl., Bd 5, 1881, S. 500.

[6] Zeitschr. f. Kryst., Bd 3, 1878, S. 201.

[7] Meddelanden i mineralogi. — Geol. Fören. Förhandl., Bd 3, 1876, S, 226.

[8] Cer- och ytterfosfater från södra Norge osv. — Geol. Fören. Förhandl., Bd 9, 1887, S. 1

[9] Om Hjelmitens kristallform och kemiska natur. — Geol. Fören. Förhandl., Bd 9, 1887, S. 37

[10] Proc. Roy. Soc., Ser. A, Bd 76, 1905, S. 253.

[11] Proc. Roy. Soc., Ser. A, Bd 77, 1906. S. 546.

Erste, der dies bewiesen hat. Er hat sich auch dessen für die Altersbestimmung der Minerale bedient. Betreffs des Bleis hat man im allgemeinen keinen Grund wie beim Helium ein teilweises Verschwinden zu befürchten, dagegen kann man mit Recht vermuten, dass uranhaltige Mineralien schon zur Zeit ihrer Bildung einen bedeutenden Bleigehalt enthalten haben, da ja Blei ein in der Natur weitaus gewöhnlicheres Mineral ist als Uran.

Da aus einem Atom Uran 8 Atome Helium und ein Atom Blei entstehen und die sich in einem Jahre bildende Heliummenge teils durch RUTHERFORD's Berechnung, teils auch durch die Bestimmung von STRUTT bekannt ist, so kann die sich in einem Jahre aus einem Gramm Uran entwickelnde Bleimenge leicht berechnet werden. Sie beträgt 0.00 000 000 012 5 g. Unter der Voraussetzung, dass das ganze Blei aus Uran entstanden ist, kann mit Hilfe dieser Zahl und der Bleirationszahl = Pb/U das Alter eines Minerals bestimmt werden.

B. B. BOLTWOOD[1] machte eine Zusammenstellung einer grösseren Anzahl Analysen von uranhaltigen Mineralien, in denen auch der Bleigehalt bestimmt wurde. Ein Auszug aus seiner Tabelle ist oben nebst der von mir ausgeführten Altersberechnung nach dem genannten Bleikoeffizienten mitgeteilt. Sämtliche Mineralien kommen in zum Grundgebirge gehörenden Pegmatiten oder auch in Sedimentärformationen bekannten Alters eingesprengt vor. Nach HOLMES[2] gehört der Glastonburypegmatit Graniten an, die wahrscheinlich gegen Ende der Karbonzeit in das Unterkarbon injiziert wurden. Der Pegmatit von Branchville gehört nach demselben Verfasser wahrscheinlich in das Ende des Ordoviciums.

Die Mehrzahl dieser Analysen ist lange, bevor die radioaktiven Substanzen entdeckt wurden, ausgeführt worden und

[1] On the Ultimate Desintegration Products of the Radioactive Elements. Part II: The Desintegration Products of Uranium. — Amer. Journ. Science. Ser. 4, Bd. 23, 1907, S. 97.

[2] The Age of the Earth. London. 1913, S. 158.

es kann demnach nicht die Rede davon sein, dass die betreffenden Analytiker durch vorausgefasste Meinungen hinsichtlich der Mengenverhältnisse zwischen Uran und Blei beeinflusst worden sein können.

Eine recht hübsche Übereinstimmung herrscht zwischen verschiedenen, am selben Mineral vom gleichen Fundort ausgeführten Bestimmungen. Aber auch Bestimmungen an verschiedenen Mineralien vom selben Fundort geben auffallend ähnliche Resultate. So sind von verschiedenen Mineralien von zwei Fundorten Åneröd und Elvestad in der Nähe von Moss in Norwegen, die von zwei verschiedenen Personen, Hillebrand und Blomstrand, analysiert wurden, recht übereinstimmende Resultate erzielt worden. Für Pegmatite von Arendal herrschen ebenfalls gute Übereinstimmung, trotzdem die Bestimmungen an zwei verschiedenen Mineralien von drei verschiedenen Chemikern ausgeführt wurden. Betreffs Ceylon herrschen jedoch dieselben Abweichungen in dem berechneten Alter, das wir bei den Heliumbestimmungen gefunden haben.

Vergleichen wir indessen die durch die Heliumrationszahl gefundenen Alter mit den oben mittelst der Bleirationszahl gefundenen, so sehen wir, dass die Übereinstimmung kaum hervorragend ist. Nach der letzten Rationszahl ist das Alter des Urgebirges auf Ceylon ungefähr acht Mal so gross wie nach der ersteren. Überhaupt scheinen die Differenzen in diese Richtung zu gehen. Der Grund hierfür kann entweder in dem Verschwinden des Heliums aus dem Mineral oder in dem Vorhandensein von ursprünglichem Blei in demselben, oder aber in diesen beiden Fehlerquellen liegen. Boltwood scheint indessen am meisten zu der Annahme geneigt zu sein, dass der Fehler im Verschwinden des Heliums zu suchen sei. Als Beweis hierfür wird angeführt, dass ein uranarmer Thorit von Sabaragamuwa auf Ceylon keine nachweisbaren Mengen Blei und ein ebenfalls uranarmer Thorit von Norwegen (Fundort?) nur 0.1 % Blei enthielt. Wäre Blei bei der Bildung des Minerals vorhanden und dem Uranmineral beige-

mischt gewesen, so dürfte dies wahrscheinlich auch in den Thoriten beigemischt gewesen sein. Überhaupt gilt es bei Bestimmungen dieser Art besonders kritisch zu sein, falls zuverlässige Resultate erzielt werden sollen.

Eine interessante Reihe von Bestimmungen der Bleirationszahl ist von HOLMES[1] an einer grossen Anzahl verschiedener, dem Nephelinsyenit bei Langesund in Norwegen angehörenden Mineralien ausgeführt worden. HOLMES berichtet auch über seine Bestimmungsmethoden. Seine Resultate sind folgende:

Mineral	Uran %	Blei %	Pb/U.
Thorit (1)	10.1040	0.4279	0.042
Orangit (1)	1.2437	0.0570	0.046
» (2)	1.1825	0.0542	0.046
Thorit (2)	0.4072	0.0196	0.048
Homilit	0.2442	0.0121	0.049
Zirkon	0.1941	0.0085	0.044
Pyrochlor (1)	0.1923	0.0120	0.062
» (2)	0.1855	0.0093	0.050
Biotit	0.1602	0.0069	0.043
Tritomit	0.0631	0.0026	0.041
Freyalit	0 0526	0.0028	0.053
Mosandrit	0.0432	0.0024	0.056
Aegirin	0.0253	0.0015	0.060
Astrophyllit	0.0140	0.0007	0.050
Catapleit	0.0132	0.0009	0.068
Nephelin	0.0010	0.0004	0.400
Feldspat	0.0006	0.0003	0.500

Obenstehende Mineralien haben bekanntlich eine sehr verschiedenartige Zusammensetzung; gleichwohl ist das Verhältnis zwischen ihren Uran- und Bleigehalten sehr konstant, insbesondere gilt dies für die uranreicheren. Da ein anderer Grund für das konstante Verhältnis zwischen diesen Elementen, als die genetische Verbindung, kaum denkbar ist,

[1] The Association of Lead with Uranium in Rock-Minerals, and its Application to the Measurement of Geological Time. — Proc. Roy. Soc. Ser. A, Bd. 85, 1911, S. 248.

so bildet obenstehende Reihe von Bestimmungen offenbar ein besonders wichtiges Glied in den Beweisen für die Brauchbarkeit der radioaktiven Altersbestimmungsmethode.

Die zuverlässigsten Bestimmungen sind die ersten, die den grössten Uran- und Bleigehalt angeben. Wenn man eine Bleirationszahl = 0.045 annimmt, erhält man ein Alter von 370,000,000 Jahren. Da der norwegische Nephelinsyenit als zur Devonformation gehörig angesehen wird, würden wir also hier eine Bestimmung seines Alters haben.

Mit abnehmendem Urangehalt scheint die Bleirationszahl zuzunehmen und erreicht für Nephelin und Feldspat einen zehnmal so hohen Wert als für die uranreichen Mineralien. Holmes meint, dies beruhe auf einem geringen ursprünglichen Bleigehalt, der allen Mineralien zukomme. Bei den uranreichen Mineralien hat dieser Gehalt jedoch keinen erwähnenswerten Einfluss auf die Bleirationszahl. Es sind deshalb vorzugsweise diese, auf die die Altersbestimmungen begründet werden müssen.

Infolge seiner eigenen und der vorher von Boltwood zusammengestellten Bestimmungen kommt Holmes für die älteren geologischen Formationen zu folgenden Altersangaben.

System.	Pb/U.	Alter in Millionen Jahren.
Karbon	0.041	340
Devon	0.045	370
Silur	0.053	430
Urgebirge in Skandinavien	0.125 0.155	1.025 1.270
» » U. S. A.	0.160 0.175	1,310 1.435
» » Ceylon	0.20	1,640

Für verschiedene Auskünfte, die dieser Arbeit zum Nutzen gereicht haben, spreche ich Herrn Professor The Svedberg, Uppsala, meinen besten Dank aus.

Anmälanden och kritiker.

Om deltaytan vid Stugun.

Af

CARL CARLZON.

Professor A. G. HÖGBOM har i föregående häfte af G. F. F. riktat en kritik mot innehållet af en nedtill å sid. 319 till min uppsats fogad not.

Såsom framgår af nedanstående, har det ej varit min afsikt att beskylla prof. HÖGBOM för att ha förväxlat tvenne så olika ting som en kyrkogård och en deltayta men väl för att ha användt en å topografiska kartan vid Stuguns kyrka stående siffra i den tron, att denna, förutom att den betecknade höjden å en där befintlig fixpunkt, äfven angaf den senglaciala deltaytans nivå därstädes.

Då emellertid min not på grund af sin oafsiktligt spetsiga formulering och sin något korta affattning blifvit misstydd på ett sätt, som måst smärtsamt beröra prof. HÖGBOM, vill jag här till honom ha framfört mitt beklagande och min ursäkt för hvad som skett.

Noten stöder sig närmast på följande passus i den i G. F. F. Bd. 31 af prof. HÖGBOM publicerade uppsatsen: »Quartärgeologische Studien in mittleren Norrland», och har sålunda intet direkt att skaffa med den af prof. HÖGBOM citerade äldre afhandlingen. Å sid. 603 af förstnämnda uppsats heter det på tal om Stugun bl. a.: »Weiter ist zu erwähnen, dass das spätglaciale Delta des Indalsflusses dort in einer Höhe von etwa 20 m. über der Oberfläche des Sees (222 *m* ü. d. Meer) liegt. Der Gesundensee war folglich am Ende der Eiszeit der innerste Teil eines in das Tal der Indalsälf sich hineinstreckenden Fjords, und die höchste marine Grenze am oberen Ende des Gesundensees ist durch das genannte Deltaplateau markirt».

Då ofvanstående värde (222 *m* ö. h.) å den vid Stugun belägna deltaplatån icke förekom i den af prof. HÖGBOM citerade äldre afhandlingen men däremot återfanns å den topografiska kartan öfver trakten vid Stuguns kyrka (222.56 *m* ö. h.), ansåg jag det tämligen tydligt, att prof. HÖGBOM vid nedskrifvandet af sin senare uppsats

användt sig af denna siffra. Mot detta förfaringssätt är naturligtvis intet att anmärka, då prof. HÖGBOM genom sina besök å platsen måste förutsättas ha erhållit en tillräckligt god kännedom om de lokala förhållandena för att vid utarbetandet af en senare sammanfattande uppsats ha rättighet att begagna sig af kartans höjduppgifter på sätt, som ofvan antydts. Att han därvid kunde tänkas förbise en sådan detalj, som att den siffra, han visste vara belägen på det senglaciala deltat, i stället för att beteckna dettas yta angaf höjden på den i detsamma nedschaktade kyrkogården, är väl ett lika förklarligt antagande af mig som det vore ett förlåtligt misstag af honom.

Jag vill ytterligare i korthet anmärka, att då det i ofvan anförda citat talas om deltaplatån vid Stugun och dess relation till B. G., och samtidigt siffran 222 nämnes, jag icke ansåg mig ha någon anledning att antaga, att densamma eventuellt skulle kunna hänföra sig till de finiglaciala deltaaflagringar, som förekomma vid Mörtån, och hvilka jag i min uppsats omnämnt, fastän prof. HÖGBOM vid densammas genomläsande synes ha förbisett detta. Jag har således icke bestridt förekomsten af dylika bildningar i trakten Stugun—Gesunden och vill naturligtvis ej förneka, att äfven yngre fjordsediment af deltanatur där kunna uppträda. I min uppsats hade jag af lätt förklarade orsaker ingen anledning att närmare sysselsätta mig med dem.

Ej heller kunde höjdsiffran 222 beteckna ytan af de fält af sand, mjäla och lera, som utbreda sig N om åsen vid Stugun, emedan denna ligger lägre än hvad siffrans värde angifver samt knappast i sitt nuvarande skick förtjänar benämningen deltayta eller deltaplatå. Den ursprungliga sedimentytan har sannolikt vid landhöjningen rätt afsevärdt abraderats.

Mina nivelleringar ha skett med Tesdorpfs tub och med utgångspunkt från fixpunkten vid Stuguns kyrka. Jag har således icke följt prof. HÖGBOMS exempel att för detta ändamål använda mig af det något variabla värdet af Gesundens vattenyta. På grund af det instängda läget är emellertid B. G. vid Stugun mycket svår att bestämma, och det af mig angifna värdet är medeltalet af flera nivelleringar.

Notiser.

Om den s. k. jättegrytan vid Smedby

Af

FREDR. SVENONIUS.

Då jag vid Geol. Fören:s möte d. 10 jan. 1913 höll ett föredrag om den företeelse, som sedan mycket långt tillbaka gått under namnet Smedby jättegryta, uttalade V. PETERSSON starka tvifvelsmål om dess natur af verklig jättegryta. Själf hade jag visserligen i början tviflat äfven jag, men snart nog trott mig finna, att dessa tvifvel voro obefogade. Den förnyade granskning, som sedermera utförts på stället, har emellertid visat, att tviflen voro fullt berättigade, och att föga, om ens något, finnes kvar av jättegrytnaturen.

Vid framställningen af detta för mig oväntade resultat må det tillåtas mig göra en liten rekapitulation af några fakta.

För »gryt»-naturen talade följande skäl:

1:o) den alldeles enstämmiga traditionen i trakten;

2:o) bergartens beskaffenhet och den absoluta frånvaron av malmmineral samt skärpningar eller t. o. m. rykten om sådana i hela denna trakt;

3:o) hålets runda form, som ofta ytterst obetydligt afvek från ett cirkelsnitt;

4:o) de egendomliga »valkarna» i dess väggar, hvilka »valkar» — vare sig de sågos uppifrån eller nedifrån — onekligen ganska mycket liknade skrufspiraler, om än ställvis något illa medfarna (jfr fig. 1.);

5:o) den jämnkupiga, släta öfvergången till dagytan inom den del af mynningen, som tydligen ej var förstörd genom senare aflossning och sprickor;

6:o) förekomsten af tydliga räfflor just i denna dagöppning;

7:o) den tydliga »flaskformen» inom hålets öfre del;

8:o) bottnens kupighet, som — såsom jag uttryckte mig — starkt erinrade om bottnen af en vanlig kokgryta; (denna form framgick af mätningarna, om än ett och annat hak fanns, orsakadt, såsom jag trodde, af nedstörtad sten);

9:o) en icke ringa likhet till formen med de stora jättegrytorna vid Bækkelaget i Norge;

10:o) den fullständiga saknaden af spår efter spettning för det brända godsets lösbrytande.

Såsom skäl talande *mot* »gryt»-naturen framhöll jag:

1:o) det exceptionella djupet af omkring 19 *m*, äfvensom omöjligheten att granska det ursprungliga fyllnadsmaterialet, då »grytan» bevisligen varit tömd åtminstone en gång tidigare, och en del af innehållet uppgafs vara bortfördt;

2:o) den i ögonen fallande *aflossningen* eller afflagningen på väggarna, i följd hvaraf dessa, sedda nedifrån, ofta tedde sig som belagda med tegellagda fjäll, af hvilka jag visade en del prof; dessa flagor visade visserligen ej några tydliga spår eller bevis för bränning, men motsade ej heller denna möjlighet;

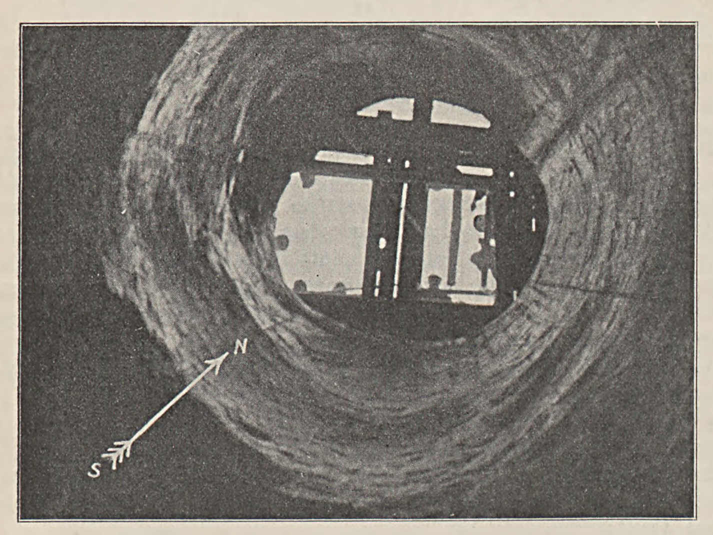


Fig. 1. »Grytan» sedd från c:a 12 *m:s* djup.

3:o) upptäckten af den gamla, nu öfverväxta varphög, hvari sådana flagor funnos i så stor mängd, att jag trodde mig kunna uppskatta deras kvantitet tillräckligt stor att minska grytans diameter med en eller annan decimeter i alla riktningar;

4:o) den fullständiga saknaden af repor eller svarfritser på själfva väggarna;

5:o) likaså saknaden af typiska »malare», om än ett och annat af de upphämtade blocken var tämligen starkt afnött.

Hrr J. G. Andersson och G. De Geer anslöto sig snart till V. Peterssons uppfattning, men hvad mig själf beträffar, trodde jag i det längsta, att skälen *för* grytnaturen vore starkare än skälen *mot* densamma.

Emellertid blefvo fortsatta undersökningar föranstaltade af prof. J. G. ANDERSSON; och disp. C. SAHLIN från Laxå hade godheten ställa sin stora erfarenhet om gamla grufhål och brännschakt till förfogande samt deltaga med oss i en exkursion till Smedby.

Sedan hrr ANDERSSON och SAHLIN granskat »grytans» väggar och botten, voro de öfvertygade om dess natur af brännschakt. Återstod blott att — i enlighet med DE GEERS råd vid januarimötet 1913 — göra en grundlig genomgräfning af den gamla varphögen för att så noggrant som möjligt beräkna kvantiteten af den massa, som genom bränning uttagits ur berget.

För detta ändamål har jag låtit genomgräfva högen längs och tvärs i olika sektioner samt så godt som möjligt genom profvägningar sökt utröna varpets eg. vikt.

Resultatet blef för mig fullkomligt öfverraskande, nämligen:

1:o) att varpmassan var vida större än mina första gräfningar på måfå läto ana;

2:o) att, om jag medtog allt brändt material, som jag kunde öfverkomma på bergplatån, detta — reduceradt till fast bergart — faktiskt skulle räcka till att fylla »grytan» ända till omkring 4 à 5 *m* från öppningen;

3:o) att i varphögen äfven funnos ej så obetydliga fragment af träkol samt sotade bergflagor af samma utseende, som de först iakttagna.

Det är knappast troligt, att någon nämnvärd del af varpmassan undgått min uppmärksamhet, men däremot är det möjligt, att jag tagit för låg genomsnittssiffra för dess vikt, och att sålunda den ringa del af »grytan», som synes återstå, äfven kan utfyllas härmed.

Om än detta icke är osannolikt och ingalunda bestrides af mig, vill jag dock påpeka en omständighet, som möjligen ändå kan göra resultatet i någon mån dubiöst, eller åtminstone förklara, hur man en gång i en långt aflägsen forntid kunnat komma på en så vansinnig idé, som att företaga en schaktsänkning på ett åtminstone för malmletning så föga inbjudande ställe som här.[1]

Den förr nämnda varphögen ligger 18—25 *m* N. om »gryt»-öppningen. Men c:a 13 à 14 *m* öster om hålet upptäcktes i kanten af bergsplatån äfven en tippliknande, vegetationsklädd, något vallformig förhöjning, hvars innehåll dock utgjordes uteslutande af fin, strid, oskiktad sand, som packats så hårdt, att dess sp. vikt uppgick till öfver 1.7. Dess kvantitet har ej kunnat uppmätas, men torde ej understiga ett tiotal kubikmeter. Några få meter NV om hålet syntes

---

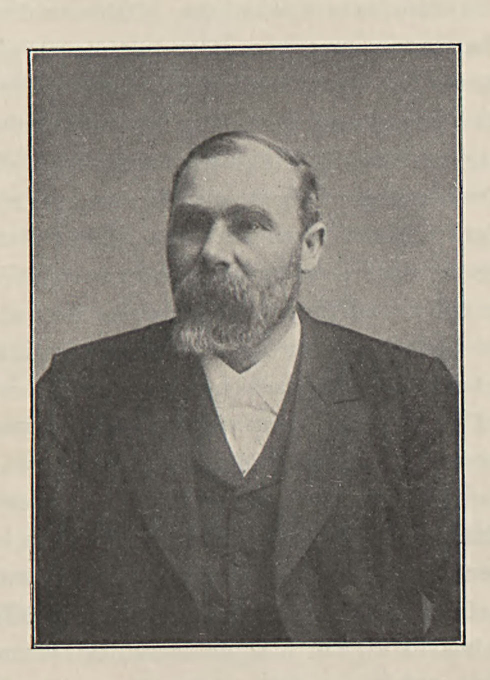
[1] Äfven den förklaringen synes af många skäl föga sannolik, att man med hålet afsett att erhålla *vatten*. På den tiden var förekomsten af någon större, konstant vattenmängd inom bergen alldeles okänd. Man borde väl då ock ha fortsatt sänkningen till hafsytans nivå, som *nu* ligger omkring 12 *m* under »grytans» botten och *då* gifvetvis låg närmare. Ett för vattenuppsamling afsedt gammalt brännschakt (från 1500-talet?) lärer dock — enl. hr STEN NORDSTRÖM — finnas under en forntida befästning vid Pänningby, men det uppgifves vara mycket vidt, grundt och föga regelbundet samt ej alls likna det runda hålet vid Smedby.

en mycket liten anhopning af samma slags sand. Det synes mig därför ej så alldeles osannolikt, att denna fina sand äfven upphämtats ur hålet och utgjort dess öfversta fyllnadsmaterial till 4 à 5 *m* djup. Om denna gissning är riktig, skulle här verkligen ha funnits en 4—5 *m* djup, mer eller mindre sandfylld jättegryta, som lockat befolkningen att först tömma densamma och sedan att fortsätta arbetet mot djupet medelst bränning — ett arbete som utförts med en i sanning beundransvärd skicklighet.

Under alla förhållanden är numera fullt tydligt, att den företeelse, som af ålder benämnts »Smedby jättegryta», äfven om vi skulle få borttaga en del af citationstecknet, *icke* är att räkna till vår jords största sådana. Företeelsen kvarstår dock såsom ett mycket beaktansvärdt, om än i viss mån mystiskt, kulturellt minnesmärke.

---

†



H. V. Tiberg.

Med disponenten H. V. Tiberg bortgick den 6:te sistlidne Dec. en af Geol. Föreningens äldre medlemmar; han tillhörde Föreningen ifrån dess första år, och ett bidrag af hans hand finnes i första bandet af Föreningens Förhandlingar. Äfven om Tibergs hufvudsakliga lifsgärning faller utanför området af Föreningens verksamhet, så ligger den dock i flera afseenden så nära detsamma, att en minnesruna i Föreningens Förhandlingar är väl på sin plats.

Tiberg, som var född den 6 Juni 1849 på Rude Säteri i

Högsby socken af Kalmar län, aflade studentexamen på reallinien i Kalmar 1869. Redan under sin skoltid hade han ådagalagt prof på en mindre vanlig begåfning och energi, i det att han i studentexamen förvärfvade betyget berömlig, icke blott i de reala och naturvetenskapliga ämnena, matematik, fysik och botanik, åt hvilka hans håg mest låg, utan äfven i tyska, franska och engelska. Oaktadt den begåfning för teoretiska studier, som han sålunda tidigt visade, och som säkerligen äfven på den vetenskapliga banan skulle fört honom långt, beslöt han att egna sig åt praktiska värf och genomgick under åren 1869—71 Filipstads bergsskola. Hans första anställning var som grufstigare vid Persbergs grufvor, hvilken befattning han beklädde åren 1871—74. Bergmästaren Anton Sjögren var då ledare af grufbrytningen vid Persberg och under denna tid grundlades det förtroende och vänskapsband mellan dessa båda, hvar för sig på bergshandteringens område framstående män, som varade orubbadt till den äldres död. År 1874 blef Tiberg disponent vid Långbans grufvor och kom han därigenom, 25-årig, på den plats, där han sedan stannade intill sin lefnads slut. Vid flera tillfällen under de nära 40 år, som Tiberg innehade den ganska anspråkslösa befattningen som disponent för Långbans grufvor, var han erbjuden högt aflönade chefsplatser, mera motsvarande hans sällsynta praktiska begåfning. Men han afböjde dem alltid, därmed gifvande ett föredöme, att ingen ställning är för underordnad, endast uppgiften omfattas med intresse och kärlek.

Vid Långbanshyttan ställdes Tiberg inför flera svåra uppgifter: grufbrytningen hade bedrifvits på ett gammaldags och otillfredställande sätt, krafttillgången var otillräcklig och fyndigheterna, i sig själfva ingalunda stora och därtill skäligen oregelbundna, voro icke till sin utsträckning i fält eller mot djupet undersökta. Sedan dessa förhållanden blifvit rättade, egnade sig Tiberg åt tillgodogörandet af de inom detta grufvefält förekommande manganmalmerna, bestående af hausmannit och braunit. År 1880 anlade han ett anrikningsverk för att

ekonomiskt tillgodogöra dessa såsom värdelösa ansedda tillgångar, hvilka dittills, i den mån de brutits, såsom oanvändbara kastats på varphögarne. Det är betecknande för den okufliga viljekraft, hvarmed TIBERG omfattade sina ideer, att då grufbolaget, hvilket med misstro betraktade TIBERGS experiment med manganmalmerna, icke ville anvisa medel till byggandet af det första anrikningsverket, TIBERG uppförde detsamma af egna, icke alltför rikliga tillgångar; då främgången var bevisad inlöstes det naturligtvis af bolaget. Sedan skaffade han marknad för dessa då okända produkter, icke blott vid inhemska bessemerverk och glashyttor, utan äfven i utlandet. Alltsedan 1880-talet hafva manganmalmerna vid sidan af järnmalmerna regelbundet tillgodogjorts och utgjort omkring en tredjedel af hela brytningen i grufvorna. År 1883 byggde han äfven vid Långban det första anrikningsverk för blodstensmalm i Sverige. Genom sin praktiska förmåga lyckades han på detta sätt att göra Långbans svårskötta grufvor till ett i ekonomiskt afseende godt företag, och det är betecknande för det utmärkta skick, i hvilket han försatte dessa grufvor, att hans utställning vid skandinaviska industriutställningen i Stockholm 1897 belönades med guldmedalj, en utmärkelse som den delade endast med utställningarna från de stora Grängesbergs och Gellivare grufvor.

Ett annat viktigt intresse, som följde honom under hela hans tid, var den magnetiska undersökningen af järnmalmsfyndigheter. Redan 1877, då han vid Värmländska Bergsmannaföreningens möte inledde diskussionen om »hvilka medel erbjuda sig för grufbrytaren att före upptagandet från dagen af en malmanledning kunna bedöma dess värde», hänvisade han på magnetometrien. Detta ämne utvecklade han ytterligare i sin 1880 tryckta uppsats: »Hvilket samband förefinnes mellan malmernas polaritet och deras läge?» Hans broder, den vid unga år bortgångne ENOCH TIBERG, hade vid Långbanshyttan utarbetat en metod att med ett förenkladt instrument, den s. k. inklinationsvågen, undersöka magnetiska fyn-

digheter och att på en karta grafiskt framställa deras magnetiska förhållanden. På detta område förvärvade Tiberg ett vidsträckt förtroende, och talrika äro de undersökningar, som han utfört, och ännu vida talrikare de magnetiska kartor, som, ehuru utförda af andra, underställdes honom till bedömande.

Från 1874 till sin död var Tiberg sekreterare i Värmländska Bergsmannaföreningen, och det ligger knappast någon öfverdrift i det påståendet, att han under en stor del af denna tid utgjorde denna förenings sammanhållande kraft. Ett synnerligen förtjänstfullt arbete nedlade han på redigeringen af föreningens Annaler, och om föreningens årsmöten haft att uppvisa rikhaltiga och mångsidiga diskussionspogram, så var det öfvervägande Tibergs förtjänst. Han hade en ovanlig förmåga att finna de aktuella frågorna, som kunde samla medlemmarnes intresse, och nedlade mycken möda på att erhålla de rätta och mest kompetenta krafter för diskussionens inledande. Vid redigeringen af Annalerna gjorde sig hans formella och stilistiska begåfning gällande, liksom också hans egen stil var ett mönster af klarhet.

I Värml. Bergsmannaföreningens Annaler nedlade han resultaten af de flesta af sina undersökningar, men uppsatser af hans hand hafva också varit synliga i Geol. Fören. Förhandlingar, i Järnkontorets Annaler, Svenska Mosskulturföreningens Tidskrift, Svensk Fiskeritidskrift och Statsvetenskaplig tidskrift, vittnande om mångsidigheten af hans studier och om de vidt skilda verksamhetsområden, som togo hans intresse i anspråk.

Ett annat initiativ af stor betydelse, som man får tillskrifva Tiberg, är uppskattningen i siffror af landets järnmalmstillgångar. På grund af den ögonskenligen begränsade tillgången på sådana fosforfattiga järnmalmer, som den svenska järnindustrien dittills varit baserad på, liksom också på grund af den ökade exporten af järnmalm från de norrbottniska malmfälten, uppstod på 1890-talet en rörelse för att reservera landets för-

råd af järnmalmer för den inhemska industrien. För att kunna belysa förhållandet mellan behof och tillgångar på järnmalm, utförde Tiberg år 1898 den första uppskattningen af Sveriges förråd af järnmalm, hvilken äfven torde varit tidigare än någon dylik som utförts i annat land. Ehuru detta uppslag att börja med rönte föga erkännande, framstod dock snart till fullo detsammas betydelse och det i så hög grad, att exekutivkommitén för den 11:te internationella geologkongressen, som år 1910 skulle sammanträda i Stockholm, beslöt att till nämnda kongress framlägga ett försök till uppskattning af hela jordklotets kända järnmalmstillgångar. Detta lyckades också så väl, att exekutivkommitén kunde för kongressen framlägga det stora verket »The Iron Ore Resources of the World», hvilket åter vid den 12:te kongressen i Canada 1913 följdes af ett liknande »The Coal Resources of the World». Dessa stora arbeten, hvarigenom för första gången försök göres, att i siffror uttrycka mängderna af de viktigaste industriella råmaterialen, kunna ledas tillbaka till Tibergs försök 1898 att uppskatta Sveriges förråd av järnmalm. Det är anmärkningsvärdt, att den beräkning som Tiberg då utförde, i fråga om malmtillgångarne i mellersta Sverige, icke genom de senare utförda, vida mer detaljerade undersökningarne blifvit i väsentlig grad korrigerad, ett bevis på huru ingående hans kännedom var om grufvefälten i mellersta Sverige. Tibergs viktigaste bidrag till dessa frågor, äfvensom hans åsikter rörande svensk järnmalmspolitik, finnas utvecklade i uppsatserna: »Hvilken inverkan skulle en större järnmalmsexport från Norrbotten utöfva på mellersta Sveriges järnhandtering?» (1898); »Kunna de mellansvenska grufvorna tillgodose vår järnhandterings malmbehof?» (1899); »Om statens inköp af de större norrbottniska malmtillgångarne» (1902); »Den svenska järnhandteringens framtid» (1903).

Det är endast naturligt att Tiberg, som under 40 år hade sin verksamhet vid de för sin mineralrikedom ryktbara Långbans grufvor, skulle få ett stort intresse för mineralogien. Redan tidigare, under sin bergsskoletid, hade han ådagalagt

detta bland annat genom upptäckten af mineralet spodiosit, som han 1871 fann vid Nyttsta Kranggrufva i Värmland, och beskref i första bandet af Geolog. Fören. Förhandlingar. Någon utbildning i kristallografi hade han aldrig åtnjutit, och det var mera mineralens sammansättning än deras kristallformer som intresserade honom. Han ställde mineralsamlandet vid Långban under kontroll och införde den ordningen, att arbetare och förmän förpliktigades att underställa alla mineralfynd hans granskning, hvarefter endast det mindervärdiga fick af dem fritt disponeras. Säkerligen erinra sig alla deltagare i den internationella geologkongressens excursion C 4 besöket vid Långbanshyttan den 1:sta Sept. 1910; Tiberg hade under ett helt år förberedt detta besök därigenom att han på den rymliga gårdsplanen utanför disponentbostaden samlat och i stora högar upplagt rikliga förråd af de viktigaste af de för Långbans grufvor karakteristiska mineralen. Dessa ställdes till fri disposition för kongressens medlemmar, hvilka med entusiasm begagnade sig af tillåtelsen.

Ett ämne som under en lång följd af år intresserade honom var malmbildningsproblemet. Redan 1877 inledde han vid Värml. Bergsmannaföreningens möte en diskussion i denna fråga genom ett föredrag: »Hvilket är det mest sannolika bildningssättet för våra järnmalmer», hvarvid han anslöt sig till den då för tiden i Sverige så godt som allenahärskande sedimentära teorien. Hans skarpa iakttagelseförmåga visade honom likväl snart, att detta betraktelsesätt föga motsvarade förhållandena i naturen, särskildt så som han hade tillfälle att iakttaga dem i Långbans grufvor, och han anslöt sig sedermera till den uppfattningen, att malmerna bildats på metasomatisk väg. Denna uppfattning utvecklade han i flera uppsatser såsom: »Om kalkstenar och dolomiter, deras förekomstsätt, beskaffenhet och användbarhet, samt om sådana bergarters betydelse för uppkomsten af s. k. skarnförande malmer,» (1901); »I malmbildningsfrågan» (1903) o. s. v. Tiberg ägde visserligen icke de teoretiska, särskildt petrogra-

fiska, försättningar, som äro nödiga för ett fruktbärande studium af malmbildningsproblemet, men hans intresse därför har ledt till inregistrerandet och bevarandet af ett stort antal iakttagelser, värdefulla för problemets vidare behandling. Det för TIBERGS malmgenetiska uppfattning utmärkande var, att de metasomatiska processerna, genom hvilka malmerna tillkommit, skulle hafva försiggått vid låg temperatur och helt nära jordytan, ett åskådningssätt som icke kan upprätthållas. Detta ledde honom åter till en mycket pessimistik åsikt rörande malmernas fortsättning mot djupet, som i viss mån var bestämmande för hans uppfattniug i rent praktiska frågor, rörande malmtillgångar o. s. v.

Under senaste årtiondet af hans lif undanträngdes i någon mån intresset för malmgeologien genom andra frågor, särskildt för skogskultur och mossodling, åt hvilka han med sin vanliga energi ägnade sig. Äfven på detta för honom nya område ådagalade han samma självständiga uppfattning, samma obundenhet af allmänt vedertagna åskådningar, som i allt hvad han företog sig, såsom framgår af hans arbeten i dessa ämnen: »Skogsjordanalyser och jordens produktionsförmåga» (1907); »Från skogsförsöksfältet vid Långbanshyttan» (1908) och »Skogsproduktion, markläget och jordanalysen» (1910), alla i Värml. Bergsmannaföreningens Annaler. Hans intresse för skogsvård tillförde honom förtroendeuppdraget som ordförande i Värmlands läns landstingsområdes Skogsvårdstyrelse, en plats som han beklädde från 1904 till sin död.

Men äfven för andra förtroendeuppdrag i det allmännas tjänst togos han krafter och sällsynta förmåga i anspråk. En lång följd af år tillhörde han Värmlands läns landsting, men blef efter rösträttsreformen ej återvald. Från 1895 till sitt frånfälle var han ledamot af Värmlands läns Hushållnings-sällskaps förvaltningsutskott; från 1897 ledamot af länets Fiskeristyrelse; samma tid tillhörde han också Svenska Mosskulturföreningens Styrelse; åren 1900 till 1911 var han ordförande i Fernebo Härads Hushållsgille.

Till sin politiska åskådning var Tiberg af en utpräglad konservativ läggning. Hans alltigenom fosterländska sinnelag yttrade sig ej i ord, men genomträngde hela hans verksamhet, och tanken på fäderneslandet och dess bästa var ledtråden för alla hans sträfvanden. Då den som tecknar denna minnesruna några få veckor före hans frånfälle besökte honom, var — oaktadt hans nedbrutna hälsa — hans intresse taget i anspråk af den pågående kulspruteinsamlingen. Men innan han toge någon aktiv del däri, ville han först sätta sig i förbindelse med de ledande och förvissa sig därom, att kulsprutorna skulle förfärdigas af svenskt material vid svenska verkstäder.

Alla som kommo i beröring med Tiberg mottogo ett starkt och bestående intryck af hans orädda, självständiga och manliga personlighet, och hans osjälfviska, helt åt hans arbetsuppgifter ägnade lif, skall länge stå som ett föredöme inom den krets där han verkade.

Hj. Sj.

---

†



C. J. O. Kjellström.

Åter har Geologiska Föreningen att inregistrera förlusten af en af sina svenska ledamöter, kartografen, underlöjtnanten i reserven C. J. O. KJELLSTRÖM, som vid slutet af sistförflutna år bortgick ur tiden i en ålder af 58 år. Sedan november 1883, således under 30 år, hade han tillhört Föreningen såsom ledamot, åren 1896, 1897 och 1899 tillika i egenskap af revisor.

Ehuru KJELLSTRÖM inom Föreningen icke uppträdde hvarken som föredragshållare eller idkare af författareskap, har han dock kunnat gagna densamma medelst sitt skickligt förda ritstift i samband med sin kännedom om geologiska förhållanden. Mången författare står nog till honom i tacksamhetsskuld för välvilligt lämnad hjälp med renritning af kart-

skisser och profiler m. m. till i Föreningens tidskrift tryckta afhandlingar och uppsatser.

Af Sveriges Geologiska Undersökning togs Kjellströms kartografiska förmåga i anspråk redan år 1881. Från 1882 till och med aug. 1903 hade han stadigvarande arbete vid denna institution, hufvudsakligen med kartritning, men under de första tio åren äfven såsom biträde vid de geologiska fältarbetena. Före sin anställning vid S. G. U. hade han under åtskilliga år deltagit i Generalstabens topografiska afdelnings geodetiska arbeten. Under sin mer än 20-åriga verksamhet vid S. G. U. utförde han med erkänd skicklighet och stor noggrannhet dels ritningen och textningen till åtskilliga geologiska kartblad, som sedan foto-litograferades för tryckning, dels andra kartritningsarbeten af flera slag.

Från S. G. U. öfvergick Kjellström till den ekonomiskt fördelaktigare befattningen som kartredaktör vid Generalstabens Litografiska anstalt. Här hade han att öfvervaka ritning och litografering af allt inom denna anstalt utfördt karttryck. Förutom en hel del mindre kartor redigerade han: *Väggkarta öfver Sydamerika; Länskarta öfver Västerbottens län* i skalan 1 : 400,000 (ännu ej tryckt) samt Turistföreningens *Karta öfver Härjedalen* i skalan 1 : 200,000. Vidare har han ritat och tillsammans med öfverste Zetterstrand redigerat de hittills färdiga (ännu ej tryckta) bladen till *Atlas öfver Sverige* i skalan 1 : 500,000. — Konceptbladen från Sven Hedins senaste resa i Tibet hade Kjellström att personligen sammanställa och utarbeta för tryckning. Såsom mera privata uppdrag må nämnas uppmätning och kartläggning af följande områden: Bergianska botaniska trädgården vid Haga-Frescati; Sulitälma gruffält (norska sidan); Magnesitområdet vid Tarrekaise i Kvikkjokksfjällen samt Kiirunavara-Luossavara malmfält. En *Resatlas öfver Sverige* i fickformat hade K. på eget förlag utgifvit. — Inom Svenska sällskapet för antropologi och geografi var han en lång följd af år revisor, och i sällskapets tidskrift »Ymer» har han publicerat ett

par smärre uppsatser af kartografiskt innehåll. Äfven i Turistföreningen var han mångårig revisor.

I egenskap af topograf och kartograf deltog KJELLSTRÖM i 1883 års expedition till Grönland under A. E. NORDENSKIÖLD samt i A. G. NATHORSTS expedition år 1898 till Beeren Eiland, Spetsbergen och Kung Karls land. Under den förra deltog han i NORDENSKIÖLDS vandring öfver inlandsisen, och kartlade den därvid tillryggalagda vägen äfvensom den sedermera upptäckta Kung Oscars hamn på Grönlands östkust. Under den senare expeditionen uppmätte och kartlade han Van Mijens Bay, norra armen af Belsund; den första på verkliga mätningar grundade kartan öfver Beeren Eiland uppgjordes af K. i förening med nuvarande professor AXEL HAMBERG, likasom också kartan öfver Kung Karls land.

Såsom människa var OTTO KJELLSTRÖM en *hedersman*, anspråkslös, välvillig och vänfast, rättsinnad, plikttrogen och synnerligen arbetsam.

Född i Stenqvista församling i Södermanlands län den 10 december 1855, afled han efter en långvarig och plågsam sjukdom i sitt hem härstädes den 28 december 1913. Han sörjes närmast af maka, en son och en dotter. Af kamrater och vänner bevaras han i godt minne.

EDVARD ERDMANN.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR.

BAND 36. Häftet 2. Februari 1914. N:o 296.

Mötet den 5 februari 1914.

Närvarande 25 personer.

Ordföranden, hr MUNTHE, meddelade, att sedan föregående sammankomst aflidit:

Korresponderande Ledamöterna, Direktorn för Comité géologique, Professor T. TSCHERNYSCHEW, St. Petersburg, och Professor H. ROSENBUSCH, Heidelberg, samt

Ledamöterna, Professor F. WAHNSCHAFFE, Berlin, Professor P. G. ROSÉN och Läroverksadjunkten G. E. RINGIUS, Stockholm.

I anslutning härtill höllos minnestal af hr BÄCKSTRÖM öfver H. ROSENBUSCH och af G. DE GEER öfver T. TSCHERNYSCHEW och F. WAHNSCHAFFE; och komma minnesteckningar öfver dessa medlemmar att inflyta i ett följande häfte af Förhandlingarna.

Till Ledamöter af Föreningen hade Styrelsen invalt:

Konsulterande bergsingeniören ERIK FILIN, Stockholm, på förslag af hr Hedström,

Fil. stud. ORVAR FRITIOF ANDERS ULRIK ISBERG, Lund, på förslag af hrr Moberg och Troedsson, samt

Fil. mag. ERNST V. ANTEVS, Stockholm, på förslag af hr Halle.

Till Korresponderande Ledamöter af Föreningen invaldes:

Professor CARL WEBER, Bremen, samt

Professor WALDEMAR LINDGREN, Boston.

Hr H. E. JOHANSSON höll ett af kartor, profiler och stuffer illustreradt föredrag *om Svenska kvarts- och fältspatförekomster.*

Inledningsvis omnämndes, att i FLODSTRÖMS arbete rörande Sveriges Nationalförmögenhet kvarts- och fältspattillgångarna upptagits till ett värde af resp. 800 000 och 500 000 kr. Enligt en af Sv. Geol. Unders. företagen enquête uppgick den under år 1911 producerade mängden af kvartsmaterial till omkr. 60 000 ton, medan fältspatbrytningen under samma år enligt den officiella statistiken utgjorde omkr. 36 000 ton; antages ett genomsnittsvärde af resp. 5 och 15 kr. per ton, skulle nämnda årsproduktion representera ett bruttovärde af resp. 300 000 och 540 000 kr.

Ur geologisk synpunkt kunde landets kvartsförekomster i hufvudsak hänföras till följande 6 grupper: 1) Förekomster af någorlunda ren *kvartssand* i kvartära eller recenta aflagringar; 2) Förekomster af renare *kvarts-* och *kvartsitsandsten* i vissa postarkäiska formationer; 3) Förekomster af *kristalliniska kvartsitbergarter* inom vissa arkäiska bergartskomplex (denna grupp så vidt kändt utan praktisk betydelse); 4) Förekomster af m. el. m. typisk *gångkvarts*; 5) Förekomster af smärre *körtelformiga kvartsutskiljningar* (»körtelkvarts») inom olika kristalliniska bergarter; 6) Förekomster af *pegmatitkvarts.* — Föredr:s framställning begränsades till de 3 sistnämnda grupperna.

Bland *gångkvartsförekomster* omnämndes en serie förekomster, belägna utefter en från SÖ:a hörnet af Dalarna genom Västmanland i riktning NO—SV förlöpande zon; de viktigaste hithörande förekomsterna förefinnas i trakten S om Ängelsbergs järnvägsstation. Förekomsterna hafva närmast karaktären af kvartscementerade och förkislade breccior: från de af mera typisk gångkvarts utfyllda, ursprungligen öppna sprickrummen i förekomsternas midt visar sig städse en m. el. m. intensiv förkisling af den sönderkrossade sidobergarten under nybildning af epidot, albit m. m. hafva ägt rum, ofta

till betydande bredd. Snarlika bildningar äro äfven anmärkta längre ned inom Mälardalen, t. ex. Ö om Kungsör. Kvartsförekomsterna uppträda dels inom traktens gnejser och grönstenar dels inom dess serarkäiska graniter och torde med all sannolikhet hafva uppkommit i samband med postarkäiska dislokationer. — Gångkvartsförekomster af någon praktisk betydelse äro i öfrigt hittills kända endast från Dalsland, hvarest en till denna grupp närmast hänförbar kvartsbildning sedan flera år brutits i jämförelsevis stor skala i närheten af Köpmannabro. Förekomsten i fråga synes kunna uppfattas såsom ett starkt uppkrossadt parti af kvartsitsandsten, tillhörande Dalslandsformationens kvartsitlag, som under inverkan af kiselsyreförande lösningar cementerats och omkristalliserats till ganska ren gångkvarts. — Slutligen omnämndes vissa inom Skånes NV:ligare del iakttagna bildningar af gångkvarts och förkislade breccior, hvilka företrädesvis anträffats i bottnen af de NO—SV:liga sprickdalar, som genomskära härvarande urbergsgrund inkl. däri talrikt uppträdande VNV—OSO:liga postsiluriska diabasgångar. Då ifrågavarande spricksystem efter allt att döma uppkommit i nära anslutning till de stora tertiära dislokationerna, torde äfven kvartsgångarnas bildning böra förläggas till samma tidsskede, och ligger det nära till hands att söka deras ursprung uti termala processer, stående i samband med de skånska basalteruptionerna.

Under rubriken »*körtelkvarts*» hänförbara kvartsförekomster träffas visserligen talrikt spridda öfver landet, särskildt inom vissa gnejs-, granit- och grönstensbergarter, men äro i regeln af allt för obetydliga dimensioner för att kunna blifva föremål för praktiskt tillgodogörande. I fråga om utseende och beskaffenhet förefaller körtelkvartsen i allmänhet tämligen identisk med vanlig pegmatitkvarts, och den geologiska släktskapen med verkliga pegmatitbildningar ses ofta antydd genom lokalt utbildade zoner af fältspat eller pegmatit vid kvartskörtlarnas kanter.

Den öfvervägande delen av Sveriges kvartsproduktion härrör

från fyndigheter af *pegmatitnatur*, ur hvilka dessutom hela fältspatproduktionen utvinnes. De talrika kvarts- och fältspatförekomsterna inom denna grupp uppträda i regeln svärmvis hopade inom ett antal m. el. m. markerade *pegmatitdistrikt*, medan stora delar af de mellanliggande områdena fullständigt sakna fyndigheter af denna art. Såsom sådana pegmatitdistrikt kunde följande områden anföras:

1) *Blekingsområdet.* Omfattar ett fåtal mindre betydande förekomster, uppträdande direkt i småkornig »serarkäisk» granit eller i närmast omgifvande gnejser.

2) *Söderåsområdet.* Ett fåtal smärre gångförekomster, skarpt afskärande områdets järngnejsbergarter.

3) *Norra Halland och angränsade delar af Älfsborgs län.* Omfattar ett stort antal förekomster, af hvilka dock ingen hittills kunnat blifva föremål för någon uthålligare bearbetning. Förekomsterna uppträda dels direkt i järngnejsbergarter, dels närmast i de inom gnejsformationen förekommande grönstenarna.

4) *Bohuslänsområdet.* Längs nordsidan af ön Orust framgår en synnerligen markerad pegmatitzon, som alltsedan 1880-talet utgjort ett af den svenska fältspatbrytningens hufvudcentra; med få undantag, såsom Töllås och Brattås, äro de särskilda förekomsterna dock icke af mera anmärkningsvärda dimensioner. Förekomsterna bilda skarpt afskärande, merendels i NNV:lig riktning förlöpande gångar inom den del af traktens gråa gnejsformation, som faller inom den i N vidtagande Bohuslänsgranitens injektionsaureol. Äfven i kontaktzonens fortsättning på fastlandet längs Ö:a sidan af granitområdet äro flera kvarts- och fältspatförekomster kända, ehuru tillsvidare endast de närmast kusten belägna kunnat blifva föremål för brytning (t. ex. Saltkällans kvartsbrott).

5) *Gränstrakterna mellan Östergötland och Närke-Södermanland).* Ifrågavarande pegmatitområde motsvarar i geologiskt hänseende ett gränsområde mellan det stora sydostsvenska granitområdet och det södermanländska gnejsområdet. De

hithörande mera betydande förekomsterna träffas dels inom områdets västra del (Skrumpetorp m. fl. i Godegårds s:n, Västerby grufva i Hammars s:n, Stimmerkulla i Lerbäcks s:n), dels längre österut på Kolmården (L:a Elgsjöbrottet, Drömgrufvan m. fl. i Krokeks s:n), hvarjämte en mera isolerad förekomst finnes SV om Byle nära Tisnaren; flertalet uppträda i gnejs eller grönsten, ofta såsom mycket flackt liggande gångar; turmalin förekommer påfallande rikligt inom åtskilliga af distriktets gångar, och mineralet triplit är anträffadt vid två långt åtskilda förekomster (Skrumpetorp,[1] L:a Elgsjöbrottet.[2]

6) *Stockholms läns skärgårdskust.* Området i fråga har, alltsedan fältspat började brytas i Sverige, utgjort centrum för dess fältspatproduktion och innesluter ett stort antal brott och skärpningar, fördelade inom ett ganska smalt bälte längs hela länskusten. Åtminstone flertalet af förekomsterna uppträda inom kustområdets granitiska gnejser eller däri inneslutna grönstenspartier och förekomma såsom skarpt afgränsade gångartade bildningar. Hufvudparten af områdets produktion härrör från de 3 bekanta förekomsterna NV om Stockholm: Ytterby, Svinninge och Margretelund. Den sistnämnda förekomsten torde, ifall hänsyn tages till sammanlagda tillgångarna af både fältspat och kvarts, kunna anses som den största pegmatitfyndigheten, åtminstone inom landets hittills närmare undersökta södra och mellersta delar; under det 20-tal år, grufvan hunnit bearbetas, uppgår den utvunna kvarts- och fältspatmängden till omkr. 100,000 ton.

7) *Bergslagsområdet.* Ett betydande antal pegmatitförekomster träffas spridda öfver ett område inom landskapen Västmanland, Värmland och Dalarna, som i stort sedt sammanfaller med det järnmalmsförande området i Bergslagen. Ur geognostisk synpunkt torde detta pegmatitdistrikt dock vara af något heterogen karaktär. Förekomsterna i SÖ:a delen däraf uppträda inom en af serarkäiska granitintrusiver starkt sönder-

[1] A. Hamberg: G. F. F. **26** (1904): 77.
[2] I. Nordenskjöld: G. F. F. **24** (1902): 412.

splittrad och med aplit- och pegmatitgraniter ymnigt injicierad gnejs- och granulitterräng; i ett dylikt parti af serarkäisk aplitgranit ligger det imponerande fältspatbrottet vid Kolsva NV om Köping, hvarur sedan år 1894 uttagits en fältspatkvantitet af öfver 60,000 ton, en produktionssiffra, som icke torde hittills uppnåtts vid något annat fältspatbrott, åtminstone inom Sverige; en annan ganska betydande fältspatförekomst ligger mera isolerad inuti ett större grönstensmassiv vid Granmuren V om Sala. I SÖ:a kanten af distriktet anträffas en grupp förekomster inom Kroppa s:n i Värmlands län i närmaste anslutning till ett mindre massiv af småkornig serarkäisk granit (»Hornkullsgraniten»); bland dessa är den betydande kvartsförekomsten vid Ålviken (äfven benämnd Åskagens kvartsbrott), bekant såsom en af fyndorterna för mineralet thalénit,[1] medan andra förekomster i närheten äro rika på topas m. m. De talrika pegmatitförekomsterna i distriktets NV:a, inom Dalarne fallande del uppträda i allmänhet antingen såsom gångartade partier i de inom traktens gnejsgrund allmänt förekommande grönstensinlagringarna eller ock såsom mera körtelformiga utskiljningar inuti mindre intrusiver af småkornig granit; den mest anmärkningsvärda förekomsten är Flintgrufvans kvartsbrott SV om Björbo i Floda s:n, anlagdt på en pegmatitkvartsklump af ända till 60 *m* bredd. De inom NÖ:a delarna af distriktet belägna förekomsterna förete däremot i flertalet fall inga synbara relationer till serarkäiska granitintrusiv; säregna för dessa trakter äro vissa förekomster af kalifältspatfria albitpegmatiter inuti järnmalmsformationens albitrika bergartszoner (Ex.: Stimmerbo i Norrbärke s:n och Stripåsen i Norbergs s:n). I detta sammanhang förtjänade slutligen att omnämnas äfven några mera körtelkvartsartade, endast af obetydliga albitfältspatpartier åtföljda ganska betydande kvartsdepositioner, som brytas i trakten af Grängens station i Järnboås socken i Örebro län; kvartsen uppträder här

---

[1]) Hj. Sjögren: G. F. F. 28 (1906): 93.

åtminstone delvis i en dioritisk grönsten, som bildar smärre instrusiver i traktens malmförande bergarter.

8. *Ångermanland.* Stora områden af detta landskap äro synnerligen rika på injektioner af pegmatit och pegmatitgranit, uppträdande i nära samband med de talrika härvarande småmassiven af serarkäisk två-glimmergranit, men endast ett fåtal praktiskt andvändbara fältspat- och kvartsförekomster äro kända; den största af föredr. sedda förekomsten är belägen vid Angsta i Ytter-Lännäs s:n.

9. *Norrbottens kustområde.* Inom detta pegmatitdistrikt, hvars exploatering tagit sin början först under det senaste årtiondet, förefinnas talrika förekomster dels i kusttrakten nedanför Luleå (Sörberget, Kallaxön), dels i trakten af Sundom och Mjöfjärden nedanför Råneå. Den pegmatitförande bergarten utgöres dels af röda granitgnejser med talrika grönstenslager (Sörberget, Sundom), dels af gråa basiska gnejser (Mjöfjärden); i förra fallet träffas de fyndiga gångarna nästan uteslutande inuti grönstenslagren, medan den omgifvande granitgnejsen själf endast innehåller oduglig pegmatitgranit. På senaste tid hafva äfven några längre från kusten belägna förekomster vid Grufberget SO om Boden och Hvitvattnet N om Kalix varit föremål för undersökning, af hvilka särskildt den sistnämnda uppgifves vara en mycket betydandande fältspatförekomst.

Af de svenska *pegmatitförekomsternas geologiska uppträdande* syntes föredr. tydligt framgå, att en stor del af desamma måste anses stå i nära genetiskt samband med vissa af våra s. k. serarkäiska granitintrusiver, speciellt med sådana af surare och mera småkorniga, aplitoida typer. Endast ett fåtal af dessa förekomster hade dock iakttagits i omedelbart geologiskt samband med dylika graniter (t. ex. Kolsva, Angsta, Klocksberget vid Torsåker i Gäfleborgs län). De gynnsammaste geologiska betingelserna för uppkomsten af ifrågavarande slag af fyndigheter synas däremot hafva förefunnits inom de af pegmatitiska injektioner genomsvärmade

gnejszoner, hvaraf dessa graniter vanligen omgifvas. De större områdena af mera basiska graniter, såsom Refsundsgraniterna och Filipstadsgraniterna, sakna pegmatitförekomster. Påfallande är likaså den nästan fullständiga frånvaron däraf inom det småländska granit-porfyrområdet. Orsaken härtill ansåg föredr. ligga uti de sistnämnda graniternas afvikande, mera hypabyssiska bildningsförhållanden, sådana desamma anges af bl. a. dessa graniters ofta tydligt utbildade afkylningskontakter; i motsats härtill visa de pegmatitförande serarkäiska graniternas kontakter hän på en för pegmatitkristallisationen säkerligen nödvändig betydande förvärmning af kontaktaureolen.

Beträffande de talrika pegmatitförekomster, som uppträda i gnejsterränger utan synbara relationer till yngre graniter, föreföll en genetisk samhörighet med omgifvande gnejsformation själf väl a priori möjlig; åtminstone i fråga om vissa förekomster inom V:a Sveriges järngnejsformation, syntes förefintliga mineralogiska öfverensstämmelser mellan pegmatiter och gnejser direkt tala för en sådan samhörighet. Det slags pegmatitbildningar, som inom vissa s. k. ådergnejsterränger synas uppträda såsom en mera konstitutiv beståndsdel af gnejsbergarten själf i intim sammanväfning med det öfriga gnejsmaterialet, visa i allmänhet ringa tendens att antaga den för praktiskt användbara pegmatitförekomster karakteristiska utbildningen; de pegmatiter, som hysa våra i gnejsterränger belägna kvarts- och fältspatfyndigheter, uppträda i regeln fullkomligt skarpt afsöndrade från omgifvande bergart och synas på det hela taget undvika gnejsterränger af mera utpräglad ådergnejsutbildning. Anförda förhållande kunde måhända tolkas i den riktningen, att det i fråga om pegmatitbildningen får antagas existera äfven en viss öfre gräns för den grad af »förvärmning» af sidostenen, som kan verka befordrande på en grofkristallinisk utbildning af den kristalliserande pegmatitmagman.

Såsom en faktor af otvifvelaktig betydelse för pegmatitutbild-

ningen måste föredr. slutligen särskildt betona sidobergartens kemisk-mineralogiska beskaffenhet. För flertalet af Sveriges i gnejsterränger belägna pegmatitområden hade sålunda den erfarenheten befunnits gällande, att de ur praktisk synpunkt värdefullare förekomsterna icke brukade uppträda direkt i gnejs utan i stället med förkärlek syntes uppsöka i gnejserna förekommande, ofta skäligen underordnade grönstenspartier (Ex. Margretelund, Ytterby och Lervik i Stockholmsdistriktet; Byle i Östergötland; Granmuren i Västmanland; Flintgrufvan och Holmtjärn i Dalarne; Sörberget, Sundom och Grufberget i Norrbotten etc.) De iakttagna förhållandena syntes häntyda på en säregen inverkan af grönstenarna på själfva kristallisationsförloppet i pegmatitmagman i riktning mot en fullständigare separation af de utkristalliserande mineralbeståndsdelarna. Direkt i röda, surare, »saliska» gnejser uppträdande pegmatitförekomster voro åtminstone att beteckna såsom en sällsynthet.

Vid alla pegmatitförekomster af nämnvärd betydenhet kunde iakttagas en m. el. m. skarpt utbildad zonal byggnad, hvaraf ett antal olika typer demonstrerades af föredr. En dylik anordning framträder mindre tydligt inom sådana förekomster, som anträffas såsom mera oskarpt afgränsade körtelformiga utskiljningar direkt inuti granit; däremot hade den iakttagits synnerligen skarpt utbildad vid många af de i grönsten gångformigt uppträdande förekomsterna. Särskildt i sådana fall visade plagioklasen tendens att afsöndra sig nästan kvantitativt närmast invid gångens salband. Vid flertalet af de svenska förekomsterna träffas kvartsen afsöndrad såsom en m. el. m. sammanhängande massa i gångarnas midt; närmast på sidorna däraf anträffas zoner af ren kalifältspat, utåt öfvergående i zoner af grofkristallinisk pegmatit eller också skriftgranit. Endast i ett fall (Vesterby grufva), hade en omvänd zonföljd med kalifältspaten i gångens centrum iakttagits; däremot är en osymmetisk utbildning

af gångmassan ganska allmänt förekommande, särskildt i flackt liggande gångar.

Föredr. omnämnde slutligen i korthet de olika teorier, som framställts beträffande pegmatitförekomsters bildningssätt. Sedan numera, i främsta rummet genom BRÖGGERS arbeten, uppfattningen om dessa bildningars magmatiska natur tämligen fullständigt trängt igenom, synas huvudsakligen två olika genetiska åskådningssätt kunna urskiljas, hvilka förnämligast divergera i fråga om den betydelse för pegmatitutbildningen, som däri tillmätes i pegmatitmagmorna lösta lättflyktiga substanser, speciellt vatten. Å ena sidan uppfattas pegmatitstrukturen, jämförd t. ex. med normal granitstruktur, såsom ett uttryck i främsta rummet för vissa speciella *yttre* betingelser, hvarunder magman kommit till utbildning, utan att därför med nödvändighet förutsättes någon specifik egendomlighet hos pegmatitmagman själf; i motsats härtill söker det andra åskådningssättet förklaringen till denna struktur väsentligen i vissa *inre* betingelser hos magman, nämligen i en jämförelsevis hög halt af flyktiga ämnen. Såsom mera direkta bevis till förmån för den sistnämnda åskådningen pläga anföras det relativt allmänna uppträdandet av vissa pneumatolytiska mineral, såsom turmalin och topas, förekomsten av vätskeinneslutningar i pegmatitkvartsen, drusig utbildning m. m.; i fråga om de anförda företeelsernas beviskraft måste föredr. dock för de svenska pegmatitförekomsternas vidkommande ansluta sig till den i det hela negativa kritik, som tidigare framställts av BASTIN[1] i ett arbete om amerikanska pegmatitförekomster. — Såsom mera indirekta bevis har framhållits, hurusom den för pegmatitförekomsterna utmärkande zonala separationen och grofkristalliniska utbildningen synes angifva en för pegmatitmagman säregen molekylär lättrörlighet, häntydande på riklig närvaro af viskositetsförminskande substanser; härtill kommer, att såväl geologiska som mineralogiska förhållanden häntyda på en lägre kristallisa-

[1] E. S. BASTIN: Bull. U. S. G. U. N:o 445.

tionstemperatur hos pegmatiter än hos ordinära granitbergarter, ett förhållande, som väl öfverenstämmer med föreställningen om pegmatitmagmans större halt af lösta lättflyktiga ämnen. I detta hänseende äro af betydelse de mera exakta föreställningar angående pegmatiternas kristallisationstemperatur, som på senare tid kunnat ernås med ledning af den hos kvarts konstaterade tillståndsförändringen vid 575°; de i detta syfte utförda undersökningarna synas sålunda ange, att den i pegmatitgångarnas midt utskiljda »centralkvartsen» städse utgöres af primär α-kvarts, hvilken modifikation endast bildas vid temperaturer under 575°, medan flertalet undersökta kvartsprof från gångarnas skriftgranitzon, liksom prof af granitkvarts öfver hufvud taget, häntyda på ursprunglig β-kvarts och därmed på en kristallisation vid en temperatur ofvan 575°. Såsom särskildt betonats i en serie afhandlingar af P. NIGGLI, kan för öfrigt på rent teoretisk väg härledas möjligheten för uppkomsten inom djupare delar af jordskorpan af vissa »fluida», på lättflyktiga ämnen rika magmasekret, hvilka satisfiera de nyssnämnda föreställningarna angående pegmatitmagmornas fluiditet och kristallisationstemperatur.

Ehuru ett dylikt åskådningssätt beträffande pegmatiternas ursprung i vissa afseenden otvifvelaktigt torde erbjuda åtskilliga möjligheter för en djupare förståelse af dessa bildningar, särskildt i fråga om deras geologiska uppträdande, syntes detsamma dock lämna flera af pegmatitförekomsternas väsentligaste egendomligheter oförklarade, framför allt den för desamma så utmärkande zonala byggnaden. Nämnda strukturföreteelse visade enligt föredr:s uppfattning snarast hän på en kristallisation i något slags tillstånd, i hvilket vanliga lösningslagar icke längre förmå göra sig gällande utan där kristallisationsförloppet i stället bestämmes väsentligen af de utkristalliserande mineralens olika kristallisationsförmåga och kristallisationshastighet. Sådana förhållanden kunde närmast tänkas realiserade vid kristallisationen af en långsamt afsvalnande granitmagma af en kemisk sammansättning och

under förhållanden i öfrigt, särskildt gynnsamma för uppkomsten af en m. el. m. långt gående underkylning af kalifältspaten och kvartsen. Från denna ståndpunkt kunde exempelvis bildningen af pegmatitgångarnas skriftgranitzoner tänkas stå i samband med en på ett mindre framskridet stadium af underkylningen förefintlig tendens till en mera »stötvis» försiggående kristallisation, medan den förut omnämnda speciellt ifråga om grönstenar iakttagbara egendomliga sidostensverkan kunde tolkas såsom en ren ympverkan på pegmatitmagmans plagioklasbeståndsdelar.

I anslutning till föredraget yttrade sig hrr G. De Geer, Holmquist, Gavelin och *föredraganden.*

Hr G. De Geer erinrade om förekomsten af rätt betydande kvartsgångar inom kartbladet Strömstads område i trakten af Hökedalens och Mons stationer, där tal. också träffat ett mindre kvartsitparti, som väl snarast utgjorde en i gnejsen inveckad rest af Dalslandsseriens kvartsit och som i så fall utgjorde ett beaktansvärdt erosionsvittne. Måhända stode det stråk af kvartsgångar, som föredr. beskrifvit från bergslagen, i samband med de spricksystem, hvilka betingat gränsen mellan bergslagens höjda, landskulpterade område och Upplandshalföns denudationsslätt.

Herr Holmquist ansåg, att det icke var nödvändigt att uppfatta pegmatitgångarna inom urberget som följeslagare till de serarkäiska graniterna. De äro i allmänhet icke geognostiskt bundna vid några graniter, utan snarare såväl geografiskt som geognostiskt förbundna med de områden af urberget, där regionalmetamorfosen nått sitt maximum, de pegmatitiserade gnejsernas och pegmatitgraniternas regioner. Så är järngnejsområdet rikt på alla former af pegmatitiska utsöndringar. De Blekingska pegmatiterna torde kunna återföras till de i kustlandet framstrykande högmetamorfiska gnejserna, hvilka utgöra en fortsättning af järngnejsen. I centrum af Bergslagen finnes ett vidsträckt område af pegmatitiseradt urberg, med hvilket säkerligen äfven pegmatitgångarna sammanhöra. Likaså synas pegmatitförekomsterna i Ångermanland kunna sättas i samband med den ultrametamorfiska Hernögnejsen. Den af pegmatitiskt material i högsta grad genomdränkta Sörmlandsgnejsen åtföljes i öster och väster af gångformiga pegmatiter, och särskildt i kustområdena till Södermanland äro dylika ymnigt förhanden. I Bohuslän sammanhöra pegmatiterna visserligen geografiskt med Bohusgraniten, men berggrunden uti de till pegmatitzonen närgränsande delarna af Värmland, Dalsland och Västergötland utgöres af högmetamorfiskt urberg, hvaruti äfven pegmatiserade gnejser ingå. Pegmatitiseringen, d. v. s. bildningen af ådergnejser, ögongnejser, körtelpegmatit och pegmatitgranit, är utan

tvifvel ett resultat af den höggradiga regionalmetamorfosen, hvilken ock kan betraktas som en begynnande uppsmältning af berggrundens kvarts-fältspatmaterial under bildande af pegmatitisk magma. Pegmatitgångarna äro däremot i allmänhet sprickgångar. De genomskära nivåer af berggrunden, hvilka sålunda vid tiden för pegmatitiseringen voro fasta och spröda, d. v. s. lågo utanför de högmetamorfiskt omformade bergartskomplex, uti hvilka pegmatitmagman bildades. Det är påtagligt och i hög grad anmärkningsvärdt, att pegmatitgångar endast i mycket ringa utsträckning förekomma i samband med de egentliga urgraniterna. HÖGBOM har påpekat, att de saknas eller endast i obetydlig mängd förekomma vid de postarkeiska graniterna. Däremot äro urbergets pegmatitgångar otvifvelaktigt *till tiden* nära förbundna med de s. k. serarkeiska graniterna. Förhållandet till de pegmatitiserade gnejserna är emellertid så otvetydigt, att det vore antagligast, att pegmatiterna härstammade från en i samband med regionalmetamorfosen inträdd pegmatitisk uppsmältning af berggrundens kvarts-fältspatmaterial. Det syntes ock sannolikt, att en del af de s. k. serarkeiska graniterna, t. ex. Bohusgraniten och Stockholmsgraniten, hade samma ursprung.

Föredraganden ville — med anledning af hr HOLMQUISTS uttalande, att uppkomsten af de svenska pegmatitförekomsterna vore att tillskrifva vissa af de serarkäiska graniternas uppträdande oberoende mera regionala pegmatitiseringsföreteelser inom vårt urberg — omnämna, att de af HOLMQUIST särskildt nämnda Orustpegmatiterna visade sig skarpt genomskära ej endast omgifvande gnejsbergarter utan äfven däri förekommande mera konformt injicierade gångar af Bohuslänsgranit. Inom andra i anslutning till serarkäiska graniter uppträdande pegmatitdistrikt voro pegmatitförekomster kända (t. ex. Kolsva i Västmanland, Augsta i Ångermanland), hvilka förekommo i intimaste samband med den serarkäiska graniten själf, bildande mera oskarpt afgränsade körtelformiga utskiljningar i densamma. Konsekvensen af den af HOLMQUIST uttalade åskådningen måste blifva den, att slutligen äfven uppkomsten af de serarkäiska granitmassiven självfa kommer att uppfattas såsom en verkan af samma »pegmatitiseringsföreteelser», en åskådning, som tal. för sin del icke kunde biträda. I fråga om de nämnda graniternas eruptionssätt sympatiserade tal. i hufvudsak med den af DALY utvecklade stoping-åskådningen och föreställde sig, att de gynnsammaste yttre betingelserna för att en granitisk injektionsmagma skall antaga pegmatitisk utbildning måste tänkas realiserade just i omgifningen af en under stoping-betingelser framträngande granitmassa.

Hr GAVELIN ville med anledning af hr HOLMQUISTS uttalade åsikt om pegmatitgångarnas och de »serarkäiska» graniternas relationer till den »regionala pegmatitiseringen» inom urbergets gnejsterränger framhålla, att han ansåg sig hafva synnerligen goda bevis för att Bohusgraniten och de till denna associerade pegmatitmassorna voro geologiskt skarpt skilda ifrån den regionala pegmatitiseringen (åder- och körtelgnejsutbildningen etc.) inom de västsvenska gnejserna. Att så vore förhål-

landet framginge tydligare än på de flesta andra ställen inom Kosteröarna V om Strömstad. Hufvudmassan af denna ögrupp utgjordes af en gnejsformation, till sammansättning och arkitektur liknande samt otvifvelaktigt äfven geologiskt motsvarande gnejsformationen Ö om Bohusgranitområdet (i Ö:a Bohuslän, Västergötland, Dalsland och Värmland). Äfven Kostergnejserna äro ofta starkt pegmatitiserade (under utveckling af ådergnejser och körtelgnejser), ofta också med gnejspegmatitmaterialet samladt i mäktiga körtlar och gångartade bildningar. Liksom gnejserna i öfrigt är sagda pegmatit genomgående krossad och ofta förskiffrad. Såsom redan G. DE GEER[1] skildrat, genomsättas gnejserna och nämnda pegmatit af ett stort antal diabasgångar, påtagligen intruderade uti en särdeles sprickrik berggrund långt efter gnejsernas pegmatitiseringsprocess. Ifrågavarande diabasgångar äro i sin ordning ofta starkt förskiffrade samt omvandlade till amfibolit och hornblendeskiffer. Men Bohusgranitens pegmatitgångar afskära knifskarpt, ibland vinkelrätt mot skiffrigheten, de förskiffrade diabasgångarna utan att själfva uppvisa några destrueringsfenomen.

De anförda sakförhållandena syntes talaren innebära ett afgörande bevis för att Bohusgraniten och de till denna anknutna pegmatitgångarna geologiskt icke alls hafva någonting att skaffa med den ofvan nämnda pegmatitiseringen inom gnejserna, utan att de tvärtom äro distinkt skilda ifrån samt *mycket* yngre än sistnämnda process.

Hr HOLMQUIST framhöll med anledning af hr GAVELINS inlägg, att de *gångformiga* pegmatiterna alltid förhålla sig på samma sätt som på Koster mot urbergets tryckmetamorfoserade grönstenar. Så t. ex. genomskära de hyperiterna inom järngnejsavdelningen, men stå dock utan tvivel i ett nära samband med pegmatitiseringen af dennas kvartsfältspatbergarter. I Stockholmstrakten finner man Stockholmsgraniten med dess pegmatit genomskära den pegmatitiserade grå gneisen och föra brottstycken såväl af densamma som af pegmatiten. TÖRNEBOHM ansåg ock, att två olikåldriga pegmatiter förekomma här.[2] Men det vore tydligt, att den af pegmatitiseringen bildade kvarts-fältspatmagman väl kunde uppträda eruptivt genomskärande i förhållande till sådana delar eller nivåer af urberget, där pegmatitiseringen redan upphört eller, till följd af ändrat nivåläge, efterträtts af andra former af regional metamorfos, och likväl vara samtidig med pegmatitiseringsförloppen inom angränsande delar af de vidsträckta ultrametamorfiska härdarna.

Hr GAVELIN genmälde, att det väl dock vore omöjligt att, såsom hr HOLMQUIST tycktes vilja göra, sätta i geologiskt samband med hvarandra så tydligt skilda företeelser som den äldre pegmatitbildningen och de unga pegmatitgångarna inom Kosterfältet. Inom de svenska urbergsterrängerna vore det i själfva verket relativt sällan, som man

---

[1] G. F. F. Bd 21 (1899): 675—693 samt Beskrifning till kartbladet Strömstad med Koster, sid. 15.

[2] Mell. Sveriges Bergslag, beskrifning till blad n:o 6, sid. 37 (1882).

funne så pass starka bevis som de af tal. anförda för att två geologiska processer ägt rum *fullständigt oberoende af hvarandra och med långt tidsmellanrum.*[1] — Till Kosterfältets geologi skulle tal. framdeles återkomma i annat sammanhang.

Hr G. FRÖDIN höll ett af kartor belyst föredrag *om hufvuddragen af isafsmältningen i nordvästra Jämtland.* (Se uppsatsen i detta häfte af Förhandlingarna.)

Med anledning af föredraget yttrade sig hrr G. DE GEER, GAVELIN och *föredraganden.*

Hr G. DE GEER hade med synnerligt intresse åhört föredr:s sakrika redogörelse för sina intressanta utredningar rörande isdelarnas förflyttning under det postglaciala recessionsskedet. Han ville uttrycka den förhoppningen, att föredr. måtte fullfölja det synnerligen lofvande uppslaget. I trakten af Järpens station hade tal. iakttagit tre räffelsystem, hvilkas riktningar och åldersföljd väl kunde förklaras i enlighet med föredr:s framställning men knappast genom den hittills rådande kalfningsteorien. Det samma gällde den framryckning af isranden, som ägt rum vid Storsjön, där tal. lyckats identifiera en serie lerhvarf vid Frösön med en motsvarande vid Vålbacken, nära Storsjöns SE ände, båda moräntäckta: detta visade att landisen först afsmält nästan fram till isdelaren men likväl ånyo framryckt, helt säkert från ett nordligare centrum.[2]

---

[1] Så långt man hittills vet, föreligga inom Stockholmstrakten ej lika starka bevis för ett långt tidsintervall mellan Stockholmsgraniten med tillhörande pegmatitgångar och den angränsande gnejsens allmänna pegmatitisering som de inom Bohus-området förefintliga. — Hvad åter hyperiterna beträffar, så är dessas geologiska uppträdande betydligt afvikande ifrån Koster-gångarnas. Både på grund däraf och emedan man ännu känner för litet angående de pegmatiter, som flerstädes (i Småland och Värmland) genomsätta hyperiterna, synas hyperitterrängerna. f. n. ej lämna några hållpunkter för bedömandet af de *unga* (»serarkäiska») pegmatitgångarnas inom västkustområdet relationer till den »regionala pegmatitiseringen» (inkl. ådergnejs- och körtelgnejs-utvecklingen) inom västra Sverige. Tydligtvis förekomma inom det svenska urberget äfven *gångformiga* pegmatiter af vidt skilda åldrar. (Senare tillägg.)

[2] SCHIÖTZ' afbrutna isdelare vid Femunden liksom påtagligen GAVELINS vid Virijaur synas vara af särskildt intresse i samband med den företeelse föredr. belyst. (Senare tillägg.)

Sekreteraren anmälde för intagande i Förhandlingarna:

PER GEIJER: Amerikanska representanter för Lapplandsmalmernas typ.

Vid mötet utdelades N:r 295 af Föreningens Förhandlingar.

Hufvuddragen af isafsmältningen inom nordvästra Jämtland.

Af

GUSTAF FRÖDIN.

(Härtill Tafl. 1).

De hittills publicerade glacialgeologiska undersökningarna i västra Jämtland ha varit af alltför öfversiktlig natur för att medgifva några mer detaljerade slutsatser rörande isrörelserna under nedisningens olika faser. Man vet emellertid, att istäcket under den sista nedisningens förra del rört sig ut från fjälltrakterna kring vattendelaren i väster, medan däremot dess sista skede karakteriseras genom isdelarens läge i landskapets östra del (**8**, **9**, **11**, **12**). Det visade sig redan från början, att isrörelsen inom det centrala Jämtland gradvis delat upp sig från väster mot öster i två konvergerande isströmmar, den nordjämtska och den sydjämtska, hvilkas uppkomst tillskrefs de i norr och söder belägna fjällkomplexens aflänkande inflytande och ismassornas dirigerande ut genom den öppnare passagen i fjällkedjan V om Storsjöslätten. Redan en flyktig blick på de hittills gängse af HÖGBOM upprättade glacialgeologiska kartorna med deras varierande dragning af isdelaren inom norra Jämtland (**9**, **11**) låter emellertid förmoda, att dess konstruktion här föranledt afsevärda svårigheter med hänsyn till räfflor och rullstensåsar. — Föreliggande uppsats kommer framför allt att beröra en del synpunkter beträffande denna nordjämtska isström.

Ehuru någon undersökning direkt inriktad på bestämmandet af räfflornas åldersförhållanden ännu ej hunnit företagas inom den N och Ö om Hotagen belägna delen af Jämtland, medgifver dock det äldre härifrån befintliga observationsmaterialet, sammanställdt med de hittills vunna resultaten i sydväst, redan nu en del viktiga slutsatser rörande det allmänna förloppet af isafsmältningen inom landskapets nordvästra del. Det ligger emellertid i sakens natur, att åldersindelningar af räfflor mestadels måste betraktas som mer eller mindre vanskliga företag, framför allt när därmed afses identifierandet af skilda system, och alltså vissa fordringar på en om ock mycket grof synkronitet öfver större områden uppställas. Vill man emellertid förvissa sig om, huruvida nedisningen, och särskildt då dess senaste del, i sig innesluter skilda faser, torde denna metod åtminstone inom vissa delar af vårt land för närvarande vara nära nog den enda möjliga.

För att i någon mån förenkla framställningen af föreliggande uppgift må till en början förutskickas en mer kortfattad exposé öfver de hittills vunna resultaten, hvarvid dock först torde böra framhållas, att det behandlade områdets sydgräns förlagts ungefär längs mellanriksbanan för att på detta sätt i möjligaste mån borteliminera störande inflytelser från den sydjämtska isströmmen.

Om åldersförhållandet mellan de olika räffelriktningarna.

Vid undersökningar afseende isrecessionen och fastställandet af skilda israndslägen samt med dem förbundna issjöar gäller det naturligen i första hand att påvisa isens sista rörelseriktningar inom hvarje särskild trakt, och därigenom komma de yngsta räfflorna, som af goda grunder ofta kunna betraktas som praktiskt taget submarginala, att tillvinna sig nästan all uppmärksamhet jämfördt med äldre sådana bildningar. Dessa synpunkter ha äfven kommit till uttryck i den af mig hittills tillämpade indelningen af räfflorna i västra Jämtland,

hvilken således framför allt åsyftar den relativa åldern på hvarje särskild lokal eller inskränktare trakt, medan den däremot vanligen blir mer eller mindre otillfredsställande, i samma mån vissa fordringar på synkronitet öfver större områden uppställas. Då detta nu är fallet med nedanstående framställning, blir också en omläggning af terminologien nödvändig. Till förhindrande af konfusion må därför till en början förutskickas en karakteristik af nedanstående tre räffelsystem eller räffelgrupper, afseende hvar och ens normaltyp, hvarvid bör framhållas, att denna åt det distala hållet alltid småningom övergår i rent submarginala räfflor. Dessa, hvilkas egenskaper förut af mig utförligt beskrifvits (3, sid. 6, 4), komma därför proximalt att representera en allt senare tidpunkt. En särskild vikt ligger dessutom på det faktum, att ingen skarp skillnad i allmänhet synes förefinnas mellan dessa tre system såtillvida, som flertalet observationer tyda på en kontinuerlig öfvergång och utveckling af det äldsta öfver det yngre och till det yngsta. Under sådana omständigheter kan möjligen uttrycket »system» anses mindre lämpligt; indelningsgrunden är emellertid i första hand räfflornas och isrörelsens sammanhang och förhållande till isdelare och glaciationscentrum.

Det äldsta systemets räfflor äro inom de centraljämtska issjöarnas område identiska med de därifrån af mig förut såsom »äldre» beskrifna (3). Då de dessutom till egenskaper, exempelvis genom en konstant huvudriktning mot V—VNV[1] samt en utaf kontakterna afläsbar högre ålder än öfriga nedan anförda räfflor, fullkomligt öfverensstämma med de inom Hotagsområdet ofvan anförda »äldsta» (4), tvekar jag ej att sam-

[1] För fastställandet af de äldsta räfflornas hufvudriktning vore naturligen en systematisk undersökning af fjällens toppar särskildt beaktansvärd. Frånsedt eventuella förväxlingar med senare räfflor, komma nämligen de topografiska förhållandena att mer eller mindre göra sig gällande längre nedåt dalbottnarna, exempelvis genom aflänkning i dalgångarnas riktning, hvarom möjligen äfven en del af Hotagsområdets äldsta räfflor äfven bära vittne.

manföra dem alla till en enda synkron grupp.[1] Ehuru utbredningsområdet, såsom af kartan framgår, helt och hållet är begränsadt till fjälltrakterna i väster och sydväst,[2] måste de dock haft sitt upphof från isdelarområdet i öster (I'), hvilket äfven styrkes af den nedan beskrifna yngre gruppens räfflor. — Under nu behandlade tidsskede inristades naturligen vid isbrämet i väster submarginala räfflor af den för fjälltrakterna vanliga typen (**3**, sid. 6), hvilka till riktningen inom det centraljämtska fjällområdet i sydväst starkt påverkades af topografien, såsom bl. a. framgår af därvarande rullstensåsar.

Det yngre systemets räfflor visa sig däremot mindre homogena, i det att de till utbildning, förekomstsätt och ålder bevisligen utgöra öfvergångsformer mellan de äldsta och de nedan beskrifna yngsta, i hvilka båda system de utan skarp gräns öfvergå. Åldersförhållandena till dessa äro fullt påtagliga genom kontakter m. fl. omständigheter, hvaraf framgår, att de på hvarje lokal befintliga yngre räfflorna äro allt senare, ju mera de till riktning och utbildning i öfrigt afvika från de äldsta och närma sig de yngsta. På silurslätten mellan Mörsil och Landösjön visa sig exempelvis de mest mot väster löpande räfflorna ofta nästan fullständigt utplånade och företrädesvis i behåll på mot sydost och söder vända hällsidor, därvid öfverallt angifvande sig såsom de tidigaste identifierbara. — Om således de yngre räfflorna af dessa grunder uppvisa en utpräglad divergens, framträder likväl rätt ofta en viss om ock något sväfvande huvudriktning mot SV eller VSV. Denna och närliggande rörelseriktningar ha som synes kommit till uttryck vid upprättandet af översiktskartan (tafl. 1), ehuru skalans litenhet tydligtvis måste förbjuda inläggandet af allt hithörande material.

[1] De på tafl. 1 utmärkta äldsta räfflorna återfinnas alla på detaljkartan öfver Hotagsområdet (**4**) dels på kartan öfver de nordliga centraljämtska issjöarna (**3**). Ett par nya af mig iakttagna lokaler äro de vid Djupsjön och Ö intill Juvelbottnen i Offerdal, hvarjämte en äldre observation vid Glucken SV om Storlien hämtats från S. G. U:s dagböcker.

[2] De tre som »äldre» ansedda räffellokaler, hvilka jag, ehuru med reservation, förut utlagt N och NO om Undersåker och järnvägen, ha visat sig tillhöra den närmast yngre gruppen (**3**, sid. 6 anm.).

— Till denna grupp höra bl. a. återstoden af Hotagsområdets »äldre» räfflor, vidare de tre förut anförda N och NO om Undersåker samt alla submarginala och i texten såsom »yngre» omtalade förekomster i nämnda arbete (3, sid. 6 o. 148),[1] för så vidt de falla Ö om linjen I. — Systemets utbredningsområde afviker tydligen afsevärdt från de äldsta räfflornas, enär det helt och hållet synes saknas inom de sydvästra fjälltrakterna eller V om linjen I, medan det åt öster och nordost kan följas ända fram till den forna isdelaren (I'). I sydvästra delen af detta område utbildades successivt under detta skede en zon af submarginala räfflor, hvilka ute på det siluriska flacklandet genom sin obetydliga divergens afvika från de tidigare inristade inom fjälltrakterna (3, sid. 6). På hvarje lokal visa de sig till riktningen regelbundet utgöra systemets mest mot söder dirigerade räfflor i denna trakt och i stort sedt parallella med härvarande rullstensåsar. Detta faktum i förening med deras åt det proximala hållet successivt stegrade omböjning mot söder synes knappt kunna betyda annat än en jämsides därmed gående allmän förskjutning af rörelseriktningen långt innanför isbrämet, hvilken förskjutning äfven torde motsvaras af de normala yngre räfflornas med aftagande ålder men tilltagande afstånd från linjen I allt sydligare förlopp och ökade divergens. Man äger med andra ord här en möjlighet att israndsläge efter israndsläge följa den samtidigt skeende omläggningen från en västlig till en mer eller mindre sydlig isrörelse (fig. 1).

[1] De på öfversiktskartan tafl. 1 inlagda, till den yngre gruppen hörande räfflorna utgöras inom de af mig personligen besökta trakterna nästan uteslutande af egna observationer och återfinnas mestadels på de af mig upprättade detaljkartorna (3, 4). De i norra och östra Jämtland befintliga lokalerna ha däremot hämtats från den äldre litteraturen och i några fall från S. G. U:s dagböcker. Bland dem böra särskildt anmärkas räfflorna från Långsån och Lit, hvilka af mig på en föregående öfversiktskarta (3) inlagts som submarginala, men som med hänsyn till mina egna observationer i angränsande trakter måste betraktas som normala yngre. — Beträffande åter lokalen vid Storhögen grundar den sig på ett benäget meddelande af prof. HÖGBOM.

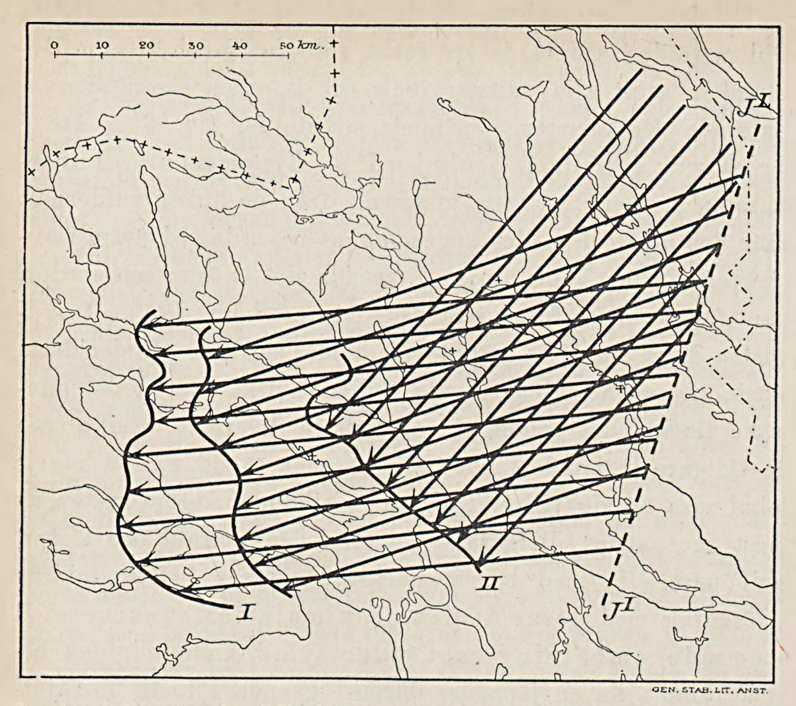


Fig. 1. Schematisk kartbild öfver omläggningen af isrörelsen under andra afsmältningsskedet. (Se teckenförklaringen till tafl. 1.)

Det yngsta systemets räfflor. När isranden nått till trakten af linjen III, afstannade denna omläggning i isens rörelseriktning, hvilken härefter synes bibehållit sig i det stora hela konstant. Under denna den återstående delen af afsmältningstiden inristades de yngsta räfflorna, hvilka till karaktär och utbildning föga afvika från den vanliga submarginala typen inom silurområdet (**3**, sid. 6). Då de ej heller till riktning afsevärdt skilja sig från de submarginalt under detta skede bildade räfflorna, kan isrecessionens förlopp i hithörande trakter jämförelsevis säkert utrönas (**4**). Deras väsentligen med stöd af kontaktförhållanden påvisade mindre ålder i förhållande till den yngre gruppen är ofrånkomlig och har beträffande Hotagsområdet förut utförligt behandlats. Till denna yngsta grupp äro nämligen att räkna samtliga

därvarande, förut som »yngsta» (submarginala) betecknade räfflor.[1]

Om isafsmältningens allmänna förlopp.

Frågan blir nu, hvilka slutsatser som kunna dragas med tillhjälp af det hittills insamlade räffelmaterialet.

Det första afsmältningsskedet. Istidens slutepok inom Jämtland kan anses ha inbrutit vid tiden för isdelarens definitiva förläggning inom landskapets östra del, hvilken process redan för länge sedan påvisats af HÖGBOM (8). Vid denna tidpunkt eller möjligen någon gång efter densamma begynte äfven det första här afhandlade afsmältningsskedet, karakteriseradt af en ungefär vinkelrätt från isdelaren i öster utgående, tillnärmelsevis rätlinig isrörelse, äldre än de båda konvergerande nordjämtska och sydjämtska isströmmarna.[2] Flera skäl, ej minst de yngre räfflornas med åldern aftagande omböjning mot söder, tala för en sådan konstant rörelseriktning äfven ute på silurlandet i öster, ehuru den numera blott finnes inregistrerad inom fjälltrakterna af de äldsta räfflorna. — Af de tre här behandlade afsmältningsskedena måste detta varit det ojämförligt längsta. Så vidt det hittills insamlade observationsmaterialet ger vid handen, synes det nämligen sträckt sig ända fram till tidpunkten för israndens läge längs linjen I, eller där de tidigaste antydningarna möta till en första om-

[1] Undantag härifrån bilda räffellokalen på Ansätten samt möjligen de på vattendelaren mellan Nordli och Hotagens hufvuddal funna, hvilka skulle kunna tänkas vara submarginala af den yngre gruppen. Uteslutna på kartan äro de i Lenglingens dalföre belägna, alldenstund dessa säkerligen betydligt aflänkats af där rådande topografi. De utom Hotagsområdet belägna hithörande lokalerna äro däremot hämtade ur äldre publikationer eller ur S. G. U:s dagböcker. På sid. 143 diskuteras närmare dessa förekomster.

[2] Detta tolkningssätt, som redan förut af mig i förbigående antydts med anledning af några då spridda observationer (3, sid. 6) måste nu anses bestyrkas af isafsmältningens hela förlopp, såsom det uppfattas i denna uppsats.

böjning mot söder af räfflorna.[1] Å andra sidan äro de på fjällens högsta toppar, exempelvis Åreskutans, ännu befintliga äldsta räfflorna hänförliga till samma tidsskede, under hvilket således minskningen af istäckets mäktighet uppgått till minst 1 000 m., medan motsvarande absoluta tidslängd helt säkert skulle förefalla betydligt mer imponerande med hänsyn till då rådande ogynnsamma klimat (3).

Det andra afsmältningsskedet kännetecknas af det yngre räffelsystemet och sammanfaller med isrecessionen mellan linjerna I och III. Härunder inträffade anmärkningsvärda förändringar inom det kvarvarande istäckets inframarginala delar. Snöackumulationen, som under större delen af föregående period haft sitt maximum kring isdelaren i öster, hade mot dess slut allt mer lokaliserats till lågfjällstrakterna närmast Ö om riksgränsen, hvarifrån slutligen vid det nu afhandlade afsmältningsskedets inbrott isutströmning började vidtaga med successivt stegrad intensitet, hvarvid den från isdelaren i öster (I′) fortfarande utgående isrörelsen allt mer nedpressades mot söder.[2] Periodens slut infaller i och med att det gamla ackumulationscentret i öster helt och hållet trädt ur funktion såsom isdelare, och de i dessa trakter alltjämt kvarliggande ismassorna börjat röra sig snedt öfver densamma, därmed bildande de distala delarna af det från iscentret i nordväst (I″) dirigerade istäcket.

Otvifvelaktigt vore det af rätt stort intresse att få fastställd den tidslängd, som erfordrats för nu skildrade omläggning af glaciationscentrum. Som ofvan framhållits, måste denna process tydligen ha förberedts redan under slutet af närmast föregående skede; tidpunkten härför kan dock för

---

[1] Äfven rullstensåsen mellan Kalls kyrka och Östertorpen torde sannolikt böra räknas hit (3, sid. 11).

[2] Den ofvan, sid. 134, anförda rätt afsevärdt divergerande hufvudriktningen mot SV, af hvilken flerstädes iakttagits spår, kan möjligen indicera, att omläggningen af isdelaren från öster till nordväst ej skett fullt kontinuerligt, utan under ett visst skede afbrutits af ett jämviktsläge mellan de från öster och nordväst konvergerande ismassorna.

närvarande ej bestämmas. Däremot står möjligen att erhålla en approximativ tidsuppskattning på den definitiva *förflyttningen* af själfva isrörelsen eller med andra ord på det nu afhandlade andra afsmältningsskedet. Israndsläget I betecknar, så långt vår kunskap nu sträcker sig, sydvästra gränsen för de mot söder aflänkade yngre räfflorna, hvilket likväl ej utesluter, att dessa framdeles komma att anträffas äfven längre i väster. Någon afsevärdare gränsförskjutning i horisontalplanet torde det dock härigenom näppeligen kunna bli tal om. Mot söder synes linjen böra framgå längs Oviksfjällens nordsluttning, där dessutom den första uppdelningen i en nordlig och en sydlig isström hittills iakttagits (3, sid. 149). För närvarande kan alltså denna gräns uppfattas som ungefär sammanfallande med Åre-stadiets[1]) israndsläge, hvilket i rundt tal synes kunna dateras till 350 år tidigare än Kall-issjöns (II) (3, sid. 143). Med hänsyn till det årliga recessionsvärdet 240 m. vid Lillholmsjö (4) och 150—160 m. för sträckan Hjärpen—Offerdal (3, sid. 211) torde tillbakaryckandet af iskanten mellan linjerna II och III förmodligen tagit i anspråk 100—150 år. Det exakta läget af linjen III är emellertid ej kändt, tillnärmelsevis kan den dock anses ha framgått midt emellan Offerdal och Lillholmsjö, hvilket alltså medför en reduktion af 50—75 år. Som en approximativ slutsumma erhålles således 400 år, hvilken, äfven om den, bl. a. med hänsyn till eventuella transgressioner af isbrämet samt det sväfvande läget af linjen I, med säkerhet betecknar ett minimivärde, likväl tydligtvis måste utgöra blott en bråkdel af det första afsmältningsskedet. Redan afståndet mellan I och III är ungefär detsamma som mellan Storlien och I, på hvilken sträcka recessionshastigheten med säkerhet blott uppgått till ett minimum (3, sid. 211), och som dessutom blott representerar se-

[1] Med hänvisning till den ofvan för Hotag-issjöarna använda nomenklaturen (4) kan en motsvarande förändring äfven genomföras beträffande de centraljämtska (3). Dufed-issjöns aftappningsstadier böra därför exempelvis benämnas Åre-, Underssåker- och Hålland-stadierna.

nare delen af första afsmältningsskedet. De i nordväst kring Hotagsområdet ännu väl bevarade äldsta räfflorna utgöra äfven ett indicium på att den nordjämtska isströmmen, eller med andra ord den yngre och yngsta afsmältningsperioden tillsammans och således i ännu högre grad hvar för sig, måste varit särdeles kortvarig.

Ofvan på sid. 136 har i korthet framhållits den principiella innebörden af linjen III, hvarvid dock bör betonas, att blott NV om Landösjön direkta iakttagelser föreligga, som medgifva dess uppdragande med en för kartskalan tillräcklig noggrannhet. Mot sydost och öster blir därför dess läge rätt sväfvande men bör NV om Häggenås dock tydligtvis falla mellan israndslägena II och IV, medan längre österut några vid isdelaren befintliga äldre ås- och räffelobservationer möjligen höra hit (se dock sid. 150). Härvid är likväl att märka, att denna östra hälft af linjen III uppdragits helt schematiskt och i det stora hela oberoende af topografien för att därigenom just markera nödvändigheten af en noggrannare precisering.

Det tredje (sista) afsmältningsskedet inträdde i och med den östra isdelarens definitiva upphörande, eller när isranden nått ungefär till linjen III. Därefter och till landisens fullständiga afsmältning ur norra Jämtland existerade enbart iscentret i nordväst (I''), hvarvid samtidigt det yngsta räffelsystemet utbildades.

Om de närmare relationerna mellan det ostjämtska och nordjämtska isdelarområdet.

Nu anförda slutsatser grunda sig i hufvudsak på iakttagelser från den af mig genom autopsi kända sydvästra hälften af kartområdet, medan därutanför äldre i den geologiska facklitteraturen förut publicerade eller i S. G. U:s dagböcker befintliga data kommit till användning. Blott ett mindretal af dessa observationer ha emellertid visat sig ägnade att i någon

mån belysa förhandenvarande frågor; det allra mesta har däremot ej kunnat ge något som helst utslag i den ena eller andra riktningen och på den grund lämnats ur räkningen. Knappheten på observationsmaterial i norr och öster blir därför också iögonenfallande.

Den sista ostjämtska isdelarens södra del har af mig uppdragits i öfverensstämmelse med Högboms glacialgeologiska kartor (9, 11, 12) och med hänsyn till Carlzons senare utförda detaljundersökningar (1). Söder om Indalsälfven utstrålar mot V och NV ett antal af sistnämnda förf. anförda räfflor, hvilkas förhållanden till de ofvan uppställda tre räffelsystemen för närvarande äro rätt oklara. Då de likväl till riktningen synas öfvergå såväl i den norrut tillstötande nordjämtska som söderut i den sydjämtska isströmmen, och de dessutom falla mellan linjerna I och III, torde de tills vidare hufvudsakligen kunna betraktas som tillhöriga det yngre räffelsystemet. Härmed är ej uteslutet, att vissa af dem möjligen äro hänförliga till början af det tredje afsmältningsskedet och en härstädes efter isdelarens första bipartition eventuellt kvarliggande isrest. Att däremot inordna dem bland de äldsta räfflorna skulle förutsätta antagandet af en anmärkningsvärdt ringa glacialerosion, äfven om hänsyn tages till den hårda, granitiska berggrunden.

Norr om Hammerdal låter Högbom isdelaren med en böjning åt väster stryka fram strax Ö intill Ström och vidare öfver Flåsjöns sydspets upp till midten af Tåsjön för att därigenom i möjligaste mån söka inrangera därvarande räfflor och rullstensåsar. Själf har jag mest försöksvis, och intill dess flera iakttagelser föreligga, norrut gifvit den ett obetydligt östligare, i det stora hela rakt förlopp, hvilket synes betingas af räffelobservationerna vid Flåsjöns sydände, enär riktningen tydligen utesluter hvarje annan möjlighet än deras härkomst från nordost och deras sannolika samtidighet med de yngre räfflorna.

Under de sista åren ha af flera författare förebragts iakt-

tagelser vittnande om en vandring mot väster af den nordskandinaviska isdelaren under den allra sista afsmältningstiden (6, 7, 13). Några liknande uttalanden af vägande art beträffande dess inom Jämtland belägna del saknas likväl fortfarande, och det hittills publicerade observationsmaterialet torde näppeligen heller inbjuda härtill. CARLZON, som exempelvis ägnat isdelarområdet mellan Indalsälfven och Lockne-sjön en detaljerad undersökning (1), omnämner sålunda blott helt sparsamt östliga stötsidor Ö om den sista isdelaren, hvilken, af denna författares beskrifning att döma, här markeras af en påfallande smal och distinkt zon. Då HÖGBOMS redan för länge sedan gjorda uttalande, att Ragundamassivets bergarter saknas V om isdelaren (9, sid. 73), under de gångna åren ej kunnat kullkastas, och enär block bevisligen härrörande från det längre i väster belägna Mårdsjömassivet ej heller påvisats,[1] synas mig inga skäl för närvarande förebringats, som bestyrka antagandet om ett äldre, nämnvärdt ostligare läge af denna isdelare. Jag är därför böjd att tillsvidare preliminärt låta dess östligaste läge framgå vid sistnämnda massivs västra gräns, hvilket möjliggör en oscillationszon af c:a 1 mils bredd.[2] Längre norrut saknas tyvärr hvarje hållpunkt för bestämmandet häraf.

För erhållandet af en detaljerad uppfattning om karraktären af det nordjämtska iscentret förefinnes tyvärr ännu ej tillräckligt iakttagelsematerial, alldenstund det helt och hållet synes falla N om det jämförelsevis väl undersökta Hotagsområdet. Dock må till en början något diskuteras, huruvida och i hvad mån äldre räffelobservationer, som dessutom ofta

---

[1] Enligt benäget meddelande af prof. HÖGBOM kan den af CARLZON citerade blocktransporten västerut från detta massiv (2, sid. 373) ej anses beviskraftig, enär de iakttagna blocken bl. a. möjligen kunna härstamma från liknande, något västligare belägna, men ännu ej kända eruptivområden. — Något vitsord om isdelarens oscilleringar lämnar för närvarande näppeligen heller den grå, indifferenta graniten mellan Ismundsjön och Gesunden.

[2] Mellan Ljungans och Indalsälfvens dalgångar uppger CARLZON som sannolikt belopp 5 à 10 km. (2, sid. 315).

sakna säkra uppgifter om stötsidor, härvid kunna komma till användning.

Väster om denna på kartan markerade isdelare (I") har man tydligen utsikt att träffa alla möjliga räffelriktningar, fallande ungefär mellan VNV och SV men samtliga med stötsida åt öster och nordost. Hvarje möjlighet att blott med ledning häraf, utan analys i fältet af hvar observation för sig, draga några som helst slutsatser angående förekomsternas samhörighet med de tre respektive räffelsystemen är uppenbarligen utesluten, enär alla hithörande tänkbara räffelriktningar synas kunna hänföras till två skilda tidsskeden. Lokalerna vid Vingaren och Fiskåfjället torde exempelvis kunna tillhöra lika väl de äldsta räfflorna, alltså den ensamt existerande ostjämtska isdelaren, som den yngsta gruppen d. v. s. det nordjämtska iscentret. Observationerna Ö intill Jormsjön och NO om Gunnarvattnet, hvilken sistnämnda ej heller utförts af mig, äro med afseende på riktningen både hänförliga till det yngre och det yngsta systemet o. s. v. Inom detta gebit har jag därför blott utlagt ett fåtal räffellokaler, alldenstund de för frågans lösning för närvarande sakna betydelse.

Beträffande åter området *mellan* de båda isdelarna ställa sig förhållandena i nu berörda hänseende betydligt gynnsammare. Samtliga räfflor, visande mellan västlig och sydsydvästlig riktning kunna näppeligen härstamma annat än från den ostjämtska isdelaren under det andra afsmältningsskedet d. v. s. tiden för de båda samtidigt existerande iscentra.[1] Räfflor mellan SO och S böra däremot uppträda tillsammans med stötsidor åt motsatt håll och alltså inordnas i den yngsta gruppen. Detta stödes äfven till fullo af de i dessa trakter rätt rikligt förekommande rullstensåsarna, hvilka rimligtvis ej kunna tänkas uppkomna genom en isrörelse *från* sydost och söder, samt af här och hvar befintliga ändmoränstråk (4). Blott riktningar i ungefär OSO låta sig här

[1] Några af SVENONIUS vid Nyselet, SO om Sjougdnäs kapell, utförda observationer har jag af denna grund utlagt till riktningen helt motsatt den i dagboken förmodade.

ej enbart på teoretiska grunder åldersbestämmas, i det de kunna derivera så väl från den ostjämtska som från den nordjämtska isdelaren och alltså tillhöra antingen det äldsta eller yngsta räffelsystemet.

Resultatet af denna diskussion blir således, att för närvarande tillräckliga observationer saknas för ett närmare preciserande af den nordjämtska isdelarens läge. Tydligt är likväl, att den ej kunnat framgå östligare än öfver Sjougdsjön och Sjulsåsen vid Ströms vattudal, alldenstund härifrån och österut anträffas otvifvelaktigt yngsta räfflor, löpande mot SO, i förening med ett antal i samma riktning gående rullstensåsar.

Jag öfvergår nu till några synpunkter rörande förhållandena vid samma isdelarområdes sydkant eller Hotagsområdet Ö om riksgränsen.

Här skulle möjligen kunna framkastas den förmodan, att de af mig såsom äldsta uppfattade räfflorna längs hufvuddalgången i själfva verket tillhöra det yngsta systemet och beteckna ungefär vinkelrätt från den nordjämtska isdelaren utgående isrörelser mot VNV och OSO. Härigenom skulle man då undgå den säkerligen i mångas ögon påfallande egendomligheten, att så gamla räfflor som det äldsta systemets kunnat undgå förstörelse trots erosionen från de senare isströmmarna.

Ett sådant antagande synes efter en närmare granskning dock ej kunna upprätthållas. Då såsom förut anförts de bevisligen sist inristade räfflorna i denna trakt öfverallt äga en helt annan riktning[1] och tillhöra det yngsta systemet, måste en sådan eventuell förlängning af isdelaren mot sydväst in öfver Hotagens dalgång tydligen existerat tidigare, medan istäckets mäktighet ännu var tillräcklig för inristandet af de i dalgångens längdriktning gående särdeles grofva och långa räfflorna. Det i förhållande härtill ytligt och fint utbildade

[1] Att dessa räfflor verkligen representera den sista isrörelsen framgår exempelvis af hela förloppet af isrecessionen inom Hotagsområdet (4).

yngsta systemet skulle i så fall beteckna en utmed den förra isdelarens längdaxel uppkommen, senare isrörelse. Man bör emellertid på grund häraf vänta successiva öfvergångsriktningar från de förmodade mot OSO gående räfflorna och till de sydliga och sydsydvästliga, men sådana ha hittills ingalunda påvisats. Den enda hittills iakttagna gradvisa omläggningen i räffelriktningarna går här tvärtom i motsatt led eller från VNV öfver V till SSV, allt i förening med tydliga stötsidor mellan öster och norr. Detta intima samband mellan de i VNV dirigerade räfflorna och de ostliga stötsidorna fortsätter utan ännu kändt afbrott allt ifrån silurområdets västra gräns åt NV förbi Hotagens kapell och upp till vattendelaren inne i Norge, alltså äfven och ej minst just inom de trakter kring öfre Hotagen och Valsjön, där denna eventuella isdelare skulle framgått, och SO om hvilken nordvästliga stötsidor tydligen borde förefinnas. På högplatån mellan dessa sjöar och Landösjön i söder föreligger för närvarande ingen enda iakttagelse om ett OSO—VNV-ligt räffelsystem (4). De enligt en äldre observation mot SV eller SSV gående räfflorna c:a 200 fot under Ansättens topp, d. v. s. 1 000 m. ö. h. eller 300—400 m öfver den kringliggande högplatåns öfversta delar,[1] torde genom sitt stora höjdläge snarast antyda, att någon möjlighet för inskjutandet af en äldre isdelare uti det ofvan antydda kronologiska schemat näppeligen kan förefinnas så långt mot söder. För närvarande äro således inga observationer kända, som berättiga till ett utdragande af den nordjämtska isdelarens sydände ända ned i Hotagens dalgång, hvarför den torde få anses slutat någonstädes på den strax i NO belägna fjällryggen däremellan och Ströms vattudal.

Låta sig således vissa maximilägen uppställas för isdelarens begränsning mot öster och söder, omöjliggöres detta däremot fortfarande i väster, såsom redan framgått af diskussionen rö-

[1] Dessa räfflor måste tydligen inristats på ett mycket tidigt stadium, med all säkerhet före »israndsläget» III, och antyda möjligen, att det yngre räffelsystemet och isrörelsen kunnat sträcka sig äfven något utanför dess här förmodade sydvästra gräns vid israndsläget I (se sid. 139).

rande härvarande, hittills kända räfflor. I detta afseende kunna ej heller de af mig utförda observationerna mellan Valsjön och vattendelaren i nordväst tillerkännas något vitsord. De såsom traktens relativt yngsta identifierade räfflorna strax S om Nordli möta merendels på rätt högt liggande, isolerade lokaler, hvarför deras samhörighet med det yngre räffelsystemet ej är alldeles utesluten. Räffelförhållandena i den djupa dalgången längre i sydost äro å andra sidan, som förut framhållits, ganska invecklade och torde i hvarje fall genom de afsevärda topografiska differenserna ej ge ett tillfredsställande uttryck på den sista isrörelsen inom kringliggande trakter, hvilket däremot genom en detaljerad räffelundersökning på ofvanliggande högslätt och fjällsidor torde kunna erhållas.

För närvarande skulle alltså kunna ifrågasättas, huruvida den nordjämtska isdelaren verkligen varit en sådan i samma bemärkelse som den ostjämtska, eller om den bör betraktas som ett mer eller mindre odecideradt, ovalt iscentrum. För det förra alternativet tala emellertid några förut bekanta glacialgeologiska förhållanden inom dessa och angränsande trakter. Isens sista rörelseriktningar inom Hotagsområdet liksom ock de sista skedena af isuppdämningen därstädes peka onekligen därhän, att isdelarens södra del framgått ungefär NNO intill Hotagens kapellby. Den räta linje, som härifrån kan dragas öfver Sjulsåsen och Sjougdsjöns sydöstra del (se ofvan), kommer att utgöra den direkta förlängningen af den sydlapska isdelaren (6, 12, 13), samt bilda östra gränsen för de af Gavelin funna issjöarna inom Fjällsjöälfvens öfre dalfören. Men ej nog härmed. Den måste som sagdt framgå öfver Sjulsåsen i Ströms vattudal, där Gavelin anträffat öfversta delen af denna dalgångs rullstensås och äfven Frostviksissjöns ostgräns. Nu antyder emellertid denne forskare (6, sid. 29), att uppträdandet af åsen härstädes kan sammanhänga med en tappning af issjön mot öster, hvilket emellertid liksom ock strandlinjens obetydliga proximala utsträckning skulle förefalla rätt egendomligt med den hittillsvarande uppfattnin-

gen om den sista isrestens läge kring den ostjämtska isdelaren, desto mer som sådana på subglaciala dräneringsvägar tydande åsbildningar normalt inom Lappland börja på eller strax SO om isdelaren (6, sid. 12). Med accepterandet af den nordjämtska isdelaren komma därför nu nämnda företeelser kring Sjulsåsen ej längre att framstå såsom anomalier.

Onekligen är den jämtländska isdelarens ofvan anförda omläggning från östra till norra delen af landskapet en högst anmärkningsvärd företeelse. Att emellertid söka förklara den såsom en successiv vandring af hela det ostjämtska isdelarområdet mot väster och nordväst stöter på vissa svårigheter, då efter en sådan process vore att vänta exempelvis helt andra räffelriktningar än detta gradvis mot SV och SSV allt hårdare nedpressade yngre räffelsystem, hvilket under denna förutsättning blefve svårt att tillfredsställande förklara. Befintligheten af detta så långt norrut som SO intill Sjougdsjön synes visserligen antyda, att vid inristandet af denna förekomst den nordjämtska isdelaren ännu ej existerade, men att ett visst tryck från norr redan börjat göra sig gällande och något aflänkat de öster ifrån kommande ismassorna. Är denna tolkning riktig, då synes den nordjämtska isdelaren uppkommit genom en successiv förlängning åt SSV af den sydlapska, hvilket äfven indiceras af öfverensstämmelsen i läget (se ofvan). Men däraf följer äfven, att den sistnämnda en viss tid, omfattande åtminstone det här anförda andra afsmältningsskedet, varit fullt samtidig med den ostjämtska, hvilket dock näppeligen behöfver innebära ett berättigande, att nu mer sammanbinda dessa två till den hittills häfdvunna, enhetliga isdelarlinjen genom södra Lappland och Jämtland, då de mycket väl kunna tänkas existerat hvar för sig (jämför **13**, sid. 26). Utgår man från nu nämnda synkronitet samt från den sannolikheten, att de atlantiska för glaciationen gynnsamma klimatfaktorerna och därmed snöackumulationen under afsmältningstidens stigande temperatur relativt lättare motverkades inom isdelarområdet i öster än inom det sydlapska med dess

västligare och topografiskt gynnsammare läge, innebär denna småningom skeende förlängning åt SSV af detta isdelarområde på bekostnad af det ostjämtska i och för sig knappt någon orimlighet.[1] Den yttersta orsaken härtill torde emellertid ligga djupare. Påfallande är bl. a., att den ostjämtska isdelaren ej synes ha varit istånd att följa den lappländska på dess successiva vandring mot väster utan ända till afsmältningen bibehållit ett ungefär konstant läge, ett förhållande, som möjligen i sin mån kunnat orsakas af den i jämförelse med granitterrängen i öster betydligt lägre och särdeles vidsträckta centraljämtska silurdepressionen. Dess norra del råkade måhända därvid delvis i regnskuggan af den sydlapska, hvilken senare härigenom gradvis kunnat få ett allt större öfvertag. I hvarje fall synes uppkomsten af den nordjämtska isdelaren ej nödvändiggöra ett antagande om en klimatförsämring. Vid afsmältandet torde den emellertid på grund af den brutna topografien slutligen uppdelats i ett antal mer eller mindre isolerade partier.

Slutord.

Så långt min erfarenhet för närvarande sträcker sig, utmärker den ute på det siluriska flacklandet belägna delen af israndsläget IV sydgränsen för större mängder merendels ytligt liggande block af fjällbergarter, transporterade från N och NV af den yngsta isrörelsen (4). Tydligen behöfver detta ej i och för sig betyda, att israndläget i fråga utgör sydgränsen för det från den nordjämtska isdelaren utströmmande istäcket.

[1] Helt nyligen har LIDÉN (13) framlagt några synpunkter rörande den sydlapska isdelarens vandring från ett ostligt, ej närmare kändt läge och till det här ofvan anförda i väster, hvilken process han anser försiggått relativt långsamt, hvarjämte sistnämnda isdelares synkronitet med den ostjämtska betviflas. Att här ingå på grunderna för nämnda uppfattning torde ligga utom ramen för denna uppsats, men framhållas bör, att hithörande förhållanden inom södra Lappland ändock måste anses betydligt mindre utredda än i Jämtland. Att den jämtländska isdelarens omläggning från ett östligt och till ett nordvästligt läge dels ej synes försiggått genom en successiv vandring mot väster, dels blott tagit i anspråk en relativt kort tid, äro däremot saker, som i och för sig ej direkt beröras af LIDÉNS uttalanden.

Snarare kan denna väntas ha framgått någonstädes sydligare, alldenstund närmast efter isdelarens omläggning en afsevärd mängd från O och NO härstammande silurmaterial i första hand torde förflyttats söderut, hvarjämte blockmängden af fjällbergarter naturligen bör tilltaga med minskadt afstånd från klyftorten. I öfverensstämmelse härmed förmärkes stundom en viss tendens till aftagande frekvens på dylika block uppåt högre bergshöjder, liksom ock silurgränsen kring Hotagen rätt skarpt ger sig tillkänna genom sparsamheten på silurblock fram emot densamma. Äfven om alltså den äldre åsikten, att fjällbergarternas, exempelvis sparagmitkonglomeratets, proportionsvis rikligt förekommande block inom dessa och angränsande trakter i sydost transporterats från nordvästra Jämtland under ett tidigt skede af istiden (9 sid. 74 o. kartan), i hufvudsak ej längre kan upprätthållas, synes det för närvarande dock ej motiveradt att betrakta deras tillvaro längre österut och nedåt kusten som ett resultat af den yngsta isströmmen. Så länge nämligen systematiska blockundersökningar saknas förbi den ostjämtska isdelaren och vidare upp utefter silurlandets dalgångar, måste den definitiva förklaringen af sistnämnda fynd bli en öppen fråga. Enligt min uppfattning behöfva exempelvis de af Carlzon anförda, rikligt förekommande sparagmitblocken i rullstensgrusförekomsten vid Halån i Ragunda (2, sid. 314), så länge de ej följts mot NV, bevisa ett samband med den nordjämtska isdelaren.[1] Det mycket schematiska randläget

[1] I viss mån analoga åsförekomster uppträda äfven i västra Jämtland Ö om Tännforsfältet, visande en rikedom på block af köliskiffrar, som tydligtvis måste härröra af en äldre, från V ursprungligen kommande morän, hvars material sedermera omhändertagits af de östliga isälfvarna. — Samma reservation med afseende på samhörigheten med den nordjämtska isdelaren bör naturligen äfven göras för de af Carlzon iakttagna silurblocken vid Döviken i Ragunda. Frånsedt att deras samband med en äldre isrörelse näppeligen torde vara alldeles utesluten, (jämför dock nämnda förf:s åsikt härom i 2, sid. 315), kan ett antagande om isdelarens slutliga förskjutning in öfver silurområdets hittills vedertagna östra gräns knappt motiveras uteslutande genom sådana enstaka förekomster, alldenstund denna silurgräns liksom ock möjligheterna för öster därom belägna lokala förekomster af samma bergart ännu äro blott föga kända.

III öfver Häggenås[1] får på grund af ofvan berörda förhållanden i öster tills vidare uppfattas som ett ungefärligt medelläge, och de närmast söder härom i dalgångarnas sydostliga eller sydsydostliga riktning löpande räfflorna och åsarna behöfva väl näppeligen ännu betraktas som afgörande kriterier på det yngsta systemets tillvaro i dessa trakter. Efter de centraljämtska issjöarnas första genombrott af isdelaren, torde Indalsälfvens dalgång, bl. a. genom de följande sänkningsprocesserna, alltmer upprensats från is och bildat sydgränsen för de norrut kvarliggande ismassorna, hvarvid strömriktningar såsom de ofvannämnda af en eller annan orsak lokalt kunnat uppkomma i här rådande topografi.

Vare härmed huru som helst, så möter N om Indalsälfven ett ur glacialgeologisk synpunkt kritiskt område, väl värdt en närmare undersökning. Den möjligheten synes bl. a. ej alldeles utesluten, att isdelarens ofvan relaterade omläggning till nordväst kunnat orsaka en förnyad uppdämning af någon eller några af den mot öster dränerade »Näld-issjöns» nivåer, ehuru märken däraf ännu ej iakttagits. En något hastigare recession kring den forna isdelaren i öster kunde exempelvis äfven ha medfört, att den i Hårkans breda dalföre från norr nedskjutande istungan temporärt uppdämdt Indalsälfvens dalgång och därmed reglerat de sista isdämda vattenytorna i Storsjöbäckenet. Utgår man dessutom från Högboms uppgift, att block af Refsundsgranit ej äro sällsynta i den öfre moränen på Frösön (**10**), följer däraf, att denna aflagring antingen bör ha kommit från NV eller SO, alldenstund ifrågavarande bergart enligt den geologiska kartan ej anstår österut. I betraktande dels däraf att de delvis lätt igenkänliga Lockneberg-arterna ännu ej anförts från denna morän, dels äfven att iskanten vid Kall-issjöns slut befann sig så nära som vid Krokom, samt att just vid denna tid omläggningen af den jämtländska isde-

[1] En del af mig förut anförda fakta synas vittna om att, senast då iskanten låg öfver Häggenås, isuppdämningen inom det centrala Jämtland redan upphört, och att Indalsälfvens dalgång alltså var isfri (**4**).

laren mot nordväst som bäst pågick, skulle en temporär framryckning af detta isbräm kunna förefalla rätt plausibel (3, sid. 216).[1] Äfven om recessionen i öfverensstämmelse med ofvan framlagda tolkningssätt för isafsmältningens allmänna förlopp åtminstone inom vissa gränser successivt tilltagit i hastighet från Storlien öfver Offerdal (3, sid. 211) till Lillholmsjö (4), är det dock näppeligen sannolikt, att ej temporära retarderingar förekommit, eller att denna stegring alltjämt fortsatt mot norr. Allt ifrån trakten af Hjerpen och upp till Ström och Flåsjön äro redan nu kända ett antal lokaler för moräntäckta issjösediment (se t. ex. 3, sid. 212, 6, sid. 30) utmärkande smärre trangressioner af isbrämet, hvilket sålunda in i det sista ägt en afsevärd rörlighet, hvarom äfven ändmoräner och räfflor bära vittne.

Den riktning man med hänsyn till nu kända data tvingas att ge nordvästra delen af Kall-issjöns randläge (3, 4) kan rimligtvis ej längre tillskrifvas isens kalfning i Storsjöbäckenets issjöar utan måste, lika väl som detta isbräms obetydliga recessionshastighet jämfördt med det i sydost (3, sid. 213), otvifvelaktigt sättes i samband med uppkomsten af den nordjämtska isdelaren. Frågan om den nordjämtska och sydjämtska isströmmens ålder och existensförutsättningar kommer äfven åtminstone beträffande den förra i en annan belysning, än hvad från början antagits. Ännu till långt fram under afsmältningstiden synes istäcket rört sig i stort sedt rätlinjigt och vinkelrätt ut från isdelaren i öster, och först se-

[1] Högbom synes emellertid själf vilja tillskrifva moränen ett sydostligt ursprung (10, sid. 7), ett tolkningssätt som med hänsyn till den bristande kännedomen om glacialgeologien i dithörande trakter ej heller får förbises, hvarför frågan tills vidare må lämnas öppen.

Skulle det likväl vid mer omfattande undersökningar visa sig, att blocken af Refsundsgranit inom den öfre moränen i allmänhet ej alls äro så vanliga, som Högbom funnit på Frösön, kommer frågan om isens sista framryckning öfver dessa trakter i ett helt annat läge. Efter och möjligen på grund af issjönivåernas successiva sänkning inom Storsjöbäckenet kan en framryckning från öster då vara tänkbar med eller utan en samtidig oscillation och förskjutning mot väster af motsvarande isdelarparti.

dan fjälltrakterna i sydväst blivit isfria, uppkom den nordjämtska isströmmen, dock ej genom de i norr belägna fjällkomplexens aflänkande inflytande på isrörelsen från öster utan i första hand på grund af isutströmning från det nordjämtska isdelarområdet. Det kan för öfrigt synas svårt att förstå, hvarför isrörelsen, då istäcket ännu ägde så stor mäktighet, att det skylde allt landet, uteslutande väster om Storsjön pressades öfver fjällkedjan och ej i norra Jämtland sökte sig väg ut genom de djupa och breda dalgångar, som här genomskära denna. Räfflorna efter den s. k. nordjämtska isströmmen, hvilka således omfatta de ofvan relaterade yngre och yngsta systemen, bli i öfverensstämmelse härmed till åldern betydligt senare, än hvad den äldre tolkningen antagit, ett med hänsyn till dessa räfflors förekomst uteslutande på silurslätten enligt mitt förmenande gynnsamt förhållande, om man öfver hufvud vill tilldela den glaciala erosionen någon betydelse.

Det äldsta räffelsystemets uppträdande blott i fjälltrakterna och dess fullständiga frånvaro ute på silurlandet[1] såväl inom det centrala Jämtland som uppåt Hotagen vederlägger enligt min mening ej här uttalade uppfattning, alldenstund sådana erosionsmärken på siluriska bergarter, åtminstone där dessa ej äro utbildade som kvartsiter, jämförelsevis lätt måste bli utsatta för förstöring, desto mer som just inom dessa trakter iserossionen sedermera verkat under ett flertal yngre rörelseriktningar. Att däremot de äldsta räfflorna inom Hotagens dalgång i motsats till i sydväst rikligt uppträda i de lägsta sänkorna, måste tydligtvis bero dels på bergarterna (kvartsit, granit, porfyr), dels och hufvudsakligen på det skyddade läge, som dessa ungefär vinkelrätt mot de senaste isrörelserna ställda depressioner erbjudit. I själva verket torde här af-

---

[1] De östligaste af mig kända förekomsterna af det äldsta systemet inom det centrala Jämtland äro de vid Djupsjön och Ytter Oldsjön i Offerdal, där de uppträda på djupt vittrade porfyrhällar, hvilka uppsticka ur silurtäcket. — Hit hänförliga men ej utlagda på kartan äro med all sannolikhet äfven de af mig förut anförda räfflorna kring Sällsjön, liggande på kvartsithällar (**3**).

handlade trakter af Jämtland erbjuda åtskilligt af intresse just rörande den glaciala erosionen. Förflyttar man sig sålunda från sydväst, där de skilda rörelseriktningarna och deras ålder inregistreras blott genom relativt obetydligt divergerande räfflor, och norrut uppåt Hotagsområdet, blir äfven den allmänna afslipningen af hällarna gradvis mångsidigare för att i sistnämnda trakt öfvergå till två under ungefär rät vinkel ställda stötsidor, förenade genom det yngre systemets mot Ö och NO vända slipspår. Man måste förvåna sig öfver, hur genomgående ytliga och obetydliga detta yngsta systems räfflor med sällsynta undantag alltid äro, och hur föga denna isrörelse förmått afslipa stötsidan, förhållanden som otvifvelaktigt ej minst bero på de rådande bergarternas (granit och kvartsit) hårdhet.[1] Den äldsta mot öster vända stötsidan är vanligen bevarad med full skärpa, och någon »plockning» synas de senare isströmmarna ej ha utöfvat på densamma. Däremot äro blott sällan samtliga öfvergångsriktningar från det yngre och till det yngsta systemet i behåll på en och samma häll; vanligen kunna de emellertid mer eller mindre fullständigt insamlas i den omedelbara närheten. — Hotagsområdets skilda räffelsystem utgöra i hvarje fall ett vackert exempel på, hur äfven rätt gamla räfflor under vissa betingelser väl kunna bevaras, och antyda samtidigt, att någon mer djupgående glacialerosion, som nämnvärdt påverkat dalgångarnas längd och tvärprofiler, ej kunnat försiggå under afsmältningstidens två sista skeden.

Flerstädes inom de djupt moräntäckta silurtrakterna öster och sydost om den nordjämtska isdelaren anträffas stundom afsevärda aflagringar af senglaciala mo- och mjälasediment

[1] Då i alla fall den yngsta isströmmen säkerligen en tid nått minst 400—500 m. i mäktighet öfver Hotagsjön (se sid. 145), står man undrande öfver svagheten hos de härvid uppkomna erosionsmärkena, hvilken ej uteslutande torde kunna bero på dalgångens mer eller mindre skyddade läge mot NO och N. I betraktande häraf torde frånvaron af eller knappheten på räfflor inomområden för forna lokala glaciärer vara mindre öfverraskande, åtminstone där bergarter anstå, som äro likartade med de ofvan anförda.

(»issjösediment»)[1], exempelvis de af GAVELIN omtalade från nedre delen af Ströms vattudal m. fl. ställen, utan att de likväl i allmänhet synas nå mer än något tiotal m öfver de nutida sjöytorna och vattendragen (se äfven 4). Med här framlagda betraktelsesätt kunna de tydligen ej stå i samband med en isuppdämning, för såvida man ej vill antaga, antingen att isfritt land existerat mellan de båda jämtländska isdelarna, eller att den östliga af dem sist afsmält. Intet stöd för något af dessa alternativ torde dock för närvarande kunna förebringas, bl. a. af den grund att det yngsta systemet lämnat efter sig tydliga räfflor, rullstensåser och moräner på och kring själfva den ostjämtska isdelaren. Dessa sediment synas därför aflagrade uti *ej* isdämda sjöar och vattendrag, medan isens smältvatten ännu tillfördes deras dräneringsområden, men innan de postglaciala banorna ännu hunnit regleras.[2] Kvarliggande dödisar torde alltså härvid ej spelat någon afgörande roll, hvilket däremot synbarligen varit fallet med landytans otillräckliga lutningsförhållanden i förening med ett mäktigt och småkuperadt moräntäcke. Härigenom erhålles alltså en viss ledning för bedömandet af hur djupt dessa vattendrag i postglacial tid sänkt sina lopp.[3]

Ofvanstående framställning har tyvärr måst inskränkas till isafsmältningen inom nordvästra delen af Jämtland och den nordjämtska isströmmen men afser på intet sätt att vara uttömmande utan blott i någon mån orienterande. En del frå-

---

[1] Härvid bör dock anmärkas, att där växttäcket aflägsnas från mer sluttande mark inom siluromrädet, uppkommer lätt, särskildt i skärningar och doseringar, ett flytjordsartadt ytlager, tydligen en genom vattencirkulation åstadkommen anrikning af moränens finjord, men ofta förvillande lik äkta mo- och mjälasediment.

[2] Flåsjöns södra del synes däremot att döma af det yngsta räffelsystemet verkligen varit en isdämd sjö. — Sannolikt ha dessa sediment ute på siluromrädet varit den närmaste anledningen till att GAVELIN betecknat Ströms vattudals sydöstra parti mellan Sjulsåsen och Ström såsom isdämdt (**6**). Likaså har den af HÖGBOM på samma öfversiktskarta schematiskt markerade issjön i Hotagens dalgång (**11**) erhållit något för stor utsträckning åt Ö (jämför **4**).

[3] Exempel härpå äro Hotagsjön samt Hårkans och Storåns dalgångar (se **4**).

gor och problem ha härvid diskuterats, men flera vänta ännu på sin lösning. Hit hör den ostjämtska isdelarens exakta läge och oscillationszon i norr, dess utsträckning åt detta håll samt förhållande till den sydlapska. I ännu högre grad gälla dock samma spörsmål det nordjämtska isdelarområdet samt de yngre och yngsta räffelsystemens horisontella och vertikala fördelning.

Om således den nordjämtska isströmmen ännu ej är tillräckligt utredd, synes detta i ännu högre grad gälla trakterna längre i söder och den sydjämtska isströmmen. Någon personlig kännedom om dithörande förhållanden har jag tyvärr ännu ej varit i tillfälle förskaffa mig, men vissa äldre observationer peka därhän, att äfven här en omläggning eller förflyttning af den ostjämtska isdelaren ej är alldeles utesluten.

Litteraturförteckning.

1. CARLZON, C.: Några iakttagelser angående isdelaren i Jämtland. — Geol. Fören. Förh. Bd 31 (1909), s. 209—224.
2. — —: Inlandsisens recession mellan Bispgården och Stugun i Indalsälfvens dalgång i Jämtland. — Geol. Fören. Förh. Bd 35 (1913), s. 311—360.
3. FRÖDIN, G.: Bidrag till västra Jämtlands senglaciala geologi. — Sv. Geol. Unders. Ser. C, N:o 246 (1913).
4. — —: Glacialgeologiska studier i nordvästra Jämtland. — Sv. Geol. Unders. Ser. C. (Under tryckning.)
5. GAVELIN, A.: Några iakttagelser rörande istidens sista skede i trakten NV om Kvikkjokk. — Geol. Fören. Förh. Bd 28 (1906), s. 155—168.
6. — —: De isdämda sjöarna i Lappland och nordligaste Jämtland. — Sv. Geol. Unders. Ser. Ca, N:o 7: 1 (1910).
7. HAMBERG, A.: Die Geomorphologie und Quartärgeologi des Sarekgebirges. — Geol. Fören. Förh. Bd 32 (1910), s. 725—749.
8. HÖGBOM, A. G.: Glaciala och petrografiska iakttagelser i Jemtlands län. — Sv. Geol. Unders. Ser. C, N:o 70 (1885).
9. — —: Geologisk beskrifning öfver Jemtlands län. — Sv. Geol. Unders. Ser. C, N:o 140 (1894).
10. — —: Om interglaciala aflagringar i Jemtland. — Geol. Fören. Förh. Bd 15 (1893), s. 28—44.
11. — —: De centraljämtska issjöarna. — Sv. Geol. Unders. Ser. Ca, N:o 7: 2 (1910).
12. — —: Norrland. Naturbeskrifning. — Norrländskt handbibliotek, 1. Upsala 1906.
13. LIDÉN, R.: Geokronologiska studier öfver det finiglaciala skedet i Ångermanland. — Sv. Geol. Unders. Ser. Ca, N:o 9 (1913).

Amerikanska representanter för Lapplandsmalmernas typ.

Af

Per Geijer.

Redan innan de lappländska järnmalmernas geologi var närmare känd, jämställdes de med afseende på sin uppkomst med vissa andra malmförekomster, såsom Grängesberg, de norska Solberg och Lyngrot,[1] de amerikanska Mineville[2] (i Adirondacks) och Iron Mountain[3] (Missouri) samt Blagodattypen i Ural.[4] I vår litteratur från förra hälften af 1890-talet finnas alla dessa fyndigheter omnämnda såsom besläktade med Lapplandsfälten. Senare, samtidigt med det att Kirunatraktens geologi blifvit närmare känd genom Lundbohms och Bäckströms arbeten,[5] kunde Högbom uppvisa, huru oväntadt långt öfverensstämmelsen med de uralska förekomsterna sträcker sig.[6] Slutligen har äfven Cerro de Mercado vid Durango i Mexico anförts såsom tillhörande samma typ.[7]

---

[1] Vogt, G. F. F. **16**: 277.

[2] Hj. Sjögren, G. F. F. **13**: 578.

[3] Iron Mountain beskrefs af Th. Nordström i J. K. A 1877. På denna framställning torde de jämförelser grunda sig, som senare gjorts af Löfstrand (G. F. F. **13**: 363) och Hj. Sjögren (G. F. F. **15**: 473).

[4] Löfstrand, l. c.

[5] G. F. F. **20**: 68.

[6] G. F. F. **20**: 115.

[7] Sjögren, G. F. F. **28**: 314. Sjögren anför äfven en annan mexikansk fyndighet, Las Truchas, som emellertid torde tillhöra en annan typ. Enligt Ordoñez (Iron Ore Resources, s. 782) uppträder den nämligen i en diorit, samt innehåller svart granat.

De uppräknade fyndigheterna kunna delas i två grupper, nämligen å ena sidan apatitrika malmer i mer eller mindre gneisiga bergarter, å andra sidan malmer (mer eller mindre apatithaltiga) i intimt samband med föga förändrade porfyrbergarter. Till den förra gruppen höra Grängesberg, Solberg-Lyngrot och Mineville, hvilka visa likheter med Gellivare, till den andra höra de uralska fyndigheterna, Iron Mountain och Durango, hvilka äro jämförliga med de öfriga, mindre metamorfoserade Lapplandsfälten.

Den förstnämnda gruppen omfattar således starkt metamorfoserade malmförekomster, hvarför de slutsatser man af dem kan draga med afseende på de olika fyndigheternas genesis blifva långt mindre säkra än ifråga om den senare gruppen. Af de tre i denna upptagna förekomsterna har Uralgruppen väckt den största uppmärksamheten hos oss. Om den säger HÖGBOM:[1] »Man torde tryggt kunna säga, att det icke finnes några kända malmfyndigheter, som geologiskt och petrografiskt närmare än dessa uralska ansluta sig till våra Kirunavaramalmer». Senare erfarenheter ha i hufvudsak bekräftat detta yttrande, om också, såsom jag redan en gång framhållit[2] och nedan återkommer till, äfven några olikheter blifvit tydligare påvisade. Durango, som är föga kändt, synes i allt väsentligt ansluta sig till Lapplandsmalmerna.[3] Iron Mountain har visserligen, som nämndt, upprepade gånger anförts såsom jämförligt med de lappländska fyndigheterna, men något närmare påpekande af, hvaruti likheterna bestå, har icke förekommit. Den enda grundligare redogörelsen för detta »järnberg», och det närbelägna Pilot Knob, i svensk litteratur är TH. NORDSTRÖMS af 1877,[4] således från en tid långt innan Lapplandsmalmernas geologiska problem blef aktuellt. Från senare tid finnes ej annat än REUSCHS mycket

[1] Loc. cit.
[2] G. F. F. **34**: 727.
[3] Jämför t. ex. R. BECK, Erzlagerstätten, 2 uppl., I s. 44, och mitt referat af den mexikanska beskrifningen, G. F. F. **34**: 727.
[4] J. K. A. 1877, s. 341.

korta referat[1] efter PUMPELLY, illustreradt med en liten och starkt schematiserad, men mycket förtydligande profil genom Iron Mountain.

Sommaren 1913 hade jag tillfälle besök både Mineville och Iron-Mountaingruppen.

Mineville ligger i östra Adirondacks, nära sydändan af Lake Champlain. Exkursionen dit hade jag fördelen kunna utföra tillsammans med Dr D. H. NEWLAND, som under de senaste åren företagit omfattande undersökningar öfver järnmalmerna i Adirondacks.

Det urbergsområde, som bildar Adirondacks bergkomplex,[2] sammansättes dels af en suprakrustal serie, dels och hufvudsakligen af djupbergarter, hvilka till större delen visa drag af samhörighet och torde bilda en petrografisk provins. Härtill kommer en grupp gneiser, som visserligen så godt som säkert äro metamorfa djuperuptiv, men som *möjligen* kunna vara äldre än hufvudmassan af djupbergarterna.

De suprakrustala bildningarna hänföras till Grenvilleformationen, och utgöras af paragneiser och kalksten samt helt lokalt kvartsit. Endast i utkanterna af Adirondacks bilda de på några ställen större sammanhängande områden, i öfrigt föreligga de endast såsom smärre rester, inneslutna i massan af yngre djuperuptiv. Dessa senare omfatta anortosit, gabbro, syenit och granit, hvilka föreligga dels jämförelsevis väl bibehållna, dels uti starkt metamorfoserade former. Anortositen har mycket stor utbredning och bildar områdets högsta berg. Syeniterna ha först på senaste tiden blifvit uppmärksammade, och ha befunnits upptaga stora områden. Djupbergarterna bilda, såsom redan nämndt, en petrografisk provins. I trakten af Mineville kan man flerstädes konstatera öfvergång mellan syenit och gabbro, eller, rättare, mellan

---

[1] G. F. F. 14: 67.

[2] En öfversikt af Adirondack-områdets urberg finner man i J. F. KEMP: Pre-Cambrian formations in the State of New York (XI Congr. Géol. Intern. Compte Rendu, s. 699).

gneiser af syenit- och gabbrosammansättning. Relationerna till inneslutna Grenvillepartier ådagalägga, att dessa gneiser verkligen äro metamorfa djuperuptiv.

Uti Adirondacks förekomma tre olika slag af järnmalmer. I Grenvilleformationen ingå sedimentära magnetitbäddar, ofta mycket rika på pyrit. Anortositerna och gabbrorna föra titanrika malmutsöndringar, som delvis nå mycket betydande dimensioner. Slutligen föra syenitbergarterna magnetitmalmer, som i praktiskt hänseende kunna betecknas som titanfria.

Till den sistnämnda gruppen höra bl. a. fyndigheterna vid Mineville, som ligga i syenitiska bergarter, varierande från en kvartsförande, på mörka mineral fattig form, till starkt femiska, delvis gabbroartade faser. De mest extremt basiska leden uppträda emellertid aldrig direkt såsom sidosten till någon malm.

Ställvis äro malmerna rätt skarpt begränsade, men på andra håll visa de öfvergångar till sidostenen. Området visar prof på mycket starka mekaniska deformationer, Man har sökt förklara malmkropparnas nuvarande former såsom beroende på sönderslitningar af en eller ett par regelbundna bäddar, men försöken att rekonstruera dessa ursprungliga malmkroppar kunna icke kallas vidare lyckade.

De viktigaste malmerna äro »Old bed» och Barton-Hill-malmen. Den förra består af magnetit med en riklig inblandning af apatit, samt ställvis mycket augit af samma art som i sidostenen. Den liknar mycket Gellivaremalmen, såsom redan SJÖGREN framhållit.[1]

Barton-Hill-malmen bildar en ganska regelbunden bädd. Den är i motsats till »Old bed» fosforfattig, och visar ofta »utspädning» af malmen med kvarts, fältspat, flusspat m. m.

---

[1] G. F. F. **13**: 578.

KEMP[1] och NEWLAND[2] betrakta Mineville-malmerna som magmatiska utsöndringar ur syeniterna. Newland har närmare diskuterat frågan i samband med Adirondack-områdets öfriga titanfria järnmalmer. De viktigaste bevisen torde vara sidostenens djupbergartsnatur, den mineralogiska sammansättningen och det intima sammanhanget med syeniten.

Icke blott »Old-bed»-malmens sammansättning och struktur, utan också dess geologiska uppträdande föra tanken på Gellivare. NEWLAND har nyligen påpekat, huru de båda fyndigheternas association med stängliga gneisbergarter gör att större skärningar inom de båda fälten, såsom dagbrott, bli hvarandra mycket lika.[3]

Det förefaller mycket sannolikt, att Minevillemalmerna illustrera i hufvudsak samma differentiationsförlopp som de lappländska fyndigheterna, dock med den skillnad att de representera en djupare — kanske också så att säga tidigare — fas af dessa processer. De uppträda ju i djupbergarter, under det att de malmförande bergarterna i Lappland måste betecknas som vulkaniska, d. v. s. ytbergarter eller hypabyssiska intrusioner. De syenitiska bergarternas kemiska karaktärer synas vara ganska likartade, men associationen med anortosit är ett drag som vi ej känna från Lappland.

I nordöstra delen af Adirondacks uppträda gneisbergarter, som visserligen äro af tydlig ortokaraktär och i många fall äfven tack vare relikta strukturdrag kunnat visas vara djuperuptiv, men som möjligen kunna vara äldre än de malmförande bergarterna vid Mineville. Dessa granitiska och syenitiska gneiser innehålla emellertid åtskilliga magnetitfyndigheter, som visa viktiga likheter särskildt med Barton-Hill-malmen vid Mineville. Af dessa fyndigheter är Lyon-

[1] The Mineville-Port Henry Mine Group. New York State Museum, Bull. 119, s. 57—89.

[2] Geology of the Adirondack magnetic iron ores. New York State Museum, Bull. 119.

[3] Notes on the geology of the Swedish magnetites. New York State Museum, Bull. 149.

Mountain-gruppen viktigast. Märkligast i geologiskt hänseende torde emellertid Palmer Hill vara, en förekomst som beskrifvits af NEWLAND[1] och som vi besökte på vår exkursion.

Palmer Hills malm utgöres af en magnetitrik zon i en kvartssyenitisk gneis. Inom en del af fältet är bergarten af en afvikande typ, i det den består af kalifältspat, *flusspat* och magnetit. Flusspathalten uppgår till 25—50 procent. Gneisens magnetithalt växlar, och man finner kontinuerliga öfvergångar från normal gneis till rik malm. Magnetitens förekomstsätt i gneisen påminner i mycket om rutilens i gabbroapliten vid Kragerö.

Flusspaten måste vara en primär beståndsdel i gneisen, ty den vikarierar för kvarts, under det att man i de fall, där en kvarts-fältspat-bergart utsatts för fluorhaltiga emanationer, finner fältspaten vara den först angripna komponenten.

NEWLAND tyder både gneiserna och malmerna som magmatiska bildningar, hvilket äfven för mig synes vara den sannolikaste tolkningen.

Iron Mountain tillhör en liten grupp af fyndigheter inom Missouris prekambriska område. Detta ligger i statens sydöstra del, med sitt centrum ungefär 120 *km* söder om S:t Louis, på långt afstånd från alla kontinentens större prekambriska områden. Läget är i östra änden af Ozarkdômen, och den prekambriska grunden framträder i form af ett stort antal rundade berg, som höja sig 100—200 *m* öfver ett platåland af approximativt horisontellt liggande kambrium. Större delen af det blottade prekambrium utgöres af dylika berg, helt eller delvis isolerade från hvarandra af lägre mark med kambrium. De största sammanhängande urbergsytorna nå föga mer än 10 *km* i genomskärning; de ligga inom områdets östligare, starkast eroderade del, närmare Mississippi. Området utgjorde tydligen en komplex af koniska bergshöjder redan vid tiden för den kambriska transgressionen, men senare erosion har delvis modifierat den subkambriska topografin.

[1] L. c. (Bull. 119).

Om mera isolerade utposter frånräknas, har området en diameter af 60—70 *km*. Det plägar stundom benämnas efter S:t Francois county.

Berggrunden består helt och hållet af eruptiv, nämligen granit och olika slags porfyrer.[1] Graniten har betydligt mindre utbredning än porfyrerna, och träffas blott inom områdets djupast eroderade del. Det anföres som en vanlig företeelse, att ett berg består af granit i basen och porfyr i toppen; öfverhufvud synes graniten nära sammanhänga med porfyrerna och utgöra en fas af samma magma, men intaga en lägre nivå än dessa senare. Äfven beskrifvas öfvergångar mellan de båda bergartsgrupperna och uppträdandet af granofyrer som mellanled, icke blott i strukturellt afseende utan äfven i fält. Det synes därför, som förelåge här ett granit-porfyr-problem af samma art som möter på flera ställen inom vårt eget urberg.

Järnmalmer uppträda endast inom en helt begränsad del af urbergsområdet, inom en zon af c:a 22 *km* nord-sydlig längd och 15 *km* bredd. Distriktet faller helt och hållet inom porfyrerna. Dessa omfatta flera olika typer, nämligen dels porfyrer med kvarts i grundmassan — ibland med vacker mikropoikilitisk struktur — dels kvartsfria former af syenitsammansättning. Namnen ryolit, felsit, ortofyr ha användts i beskrifningar af dessa bergarter. Strukturellt äro de typiska ytformer, med fluidalbandning, litofyser, slaggiga faser o. s. v., och agglomerat och tuffer uppträda i det intimaste samband med lavorna.

En utförlig framställning af själfva malmfyndigheternas geologi finner man i en 1911 utkommen monografi öfver Missouris järnmalmer, författad af G. W. Crane.[2] Prof. Kemp

[1] En öfversikt af områdets geologi finnes i Van Hise and Leith, Pre-Cambrian Geology of North America (U. S. Geol. Survey, Bull. 360), där all litteratur (t. o. m. 1908) är refererad. Jfr tillägg s. 173.

[2] The Iron Ores of Missouri. Missouri Bureau of Geology and Mines, Vol. X, 2. ser.

hade för mig påpekat förekomsterna ifråga såsom väl värda ett besök, och då jag senare af Mr CRANE fick en närmare beskrifning af dem, blef det mig tydligt, att här gafs ett viktigt tillfälle att erhålla jämförelsemateriel för utredandet af Lapplandsmalmerna. CRANES beskrifning är mycket utförlig och var mig till stort gagn under min exkursion. Den följande framställningen är till större delen baserad direkt på densamma.

De tre viktigaste fyndigheterna äro Iron Mountain, Pilot Knob och Shepherd Mountain. Deras totala produktion har i rundt tal varit respektive 3 1/2 mill. ton, 1 1/2 mill. ton och 75 000 ton. De två förstnämnda torde nu vara i hufvudsak utbrutna.

Iron Mountain är en låg porfyrkulle. Malmen uppträder där på tre olika sätt. Den ursprungliga förekomsten består af ett system blodstensgångar i porfyren (»vein ore»). Genom vittring och erosion i prekambrisk tid utbildades en kulle, som i hufvudsak finnes kvar i det nuvarande Iron Mountain, och på dess sluttningar samlades ett malmrikt detritus, som sedan öfvertäcktes af de kambriska sedimenten (»conglomerate ore»). Slutligen innehålla vittringslerorna vid den nuvarande jordytan block af malm, som härstamma från de båda nämnda typerna (»boulder ore»).

Den ursprungliga malmen bildar, som nämndt, ett system af gångar i porfyren. Den viktigaste, nu utbrutna malmkroppen bestod af två brant stående, upptill sig förenande gångar, hvardera 4 till 6 *m* mäktig. Porfyren mellan dem och på sidorna är genomsatt af otaliga malmgångar af växlande mäktighet, bildande hvad man vid Lapplandsfälten kallar »malmbreccia». Ett stycke från den största gången finnes en föga mindre massa, med 40° sidostupning.

Malmen består af kristallin järnglans, åtminstone till någon del pseudomorf efter magnetit (martit). Den viktigaste oarten är apatit, men äfven amfibol (tremolit) och kvarts uppträda. Det är ett märkligt och länge observeradt förhållande, att

apatiten är rikligare förhanden i de smärre gångarna än i de stora malmkropparna. I de förra uppträder den ofta i stor mängd, i form af rätt väl utbildade kristaller, stundom 7—8 *cm* långa. I breccia med öfvervägande malm utväxa kristallerna oftast från porfyrbrottstycken, och i andra fall från gångsidorna. Också amfibolen uppträder mest i smärre malmgångar, och kvartsen, som synes vara sista bildning, är likaledes mera lokal.

Porfyren är brun eller röd samt synes öfvervägande vara en fältspatbergart, utan större halt af kvarts eller mörka mineral. Den är ganska natronrik (strökorn af albitoligoklas). Delvis är den rätt starkt omvandlad genom postvulkaniska processer, bl. a. något silicifierad. Ett särskildt intresse erbjuder en form med sannolikt helt ringa utbredning. Den för rikligt med små, väl rundade, kompakta kulor af järnglans, alldeles lika de »mandlar» af magnetit som träffas i så många former af de malmförande syenitporfyrerna i Lappland.[1]

Iron Mountain företer mycket långt gående analogier med ett par af de lappländska fyndigheterna. Malmens geologiska uppträdande är fullkomligt detsamma som vid Tuolluvaara: ett par större, gångformiga kroppar, och en otalig mängd smärre gångar, hvilka än som ett glest nät genomdraga porfyren, än ligga så tätt, att porfyrbrottstyckena bli underordnade jämfördt med malmmassan.

Crane anser, att malmen afsatts ur heta lösningar, som en efterverkan till porfyreruptionerna, och att afsättningen skett hufvudsakligen genom metasomatisk förträngning af porfyren, och endast i mindre utsträckning genom utfyllande af sprickor. Öfvertygande bevis för en sådan förträngning i liten skala finnas, men malmgångarnas form och oftast klara kontakter synas mig dock tyda på, att malmbildningen *öfvervägande* bestått i ett utfyllande af sprickor. Det förefaller emellertid ganska sannolikt, att *amfibolen* vid Iron Mountain, liksom

---

[1] Denna obetydliga detalj är det enda jag kan tillägga till Cranes beskrifning af dessa fyndigheter.

ställvis å Kiirunavaara och vid Ekströmsberg,[1] förträngt porfyrmaterial och är ett slags kontaktprodukt mellan malm och sidosten.

Med afseende på malmens sammansättning afviker Iron Mountain från Tuolluvaara och de flesta af de andra Lapplandsfälten därigenom, att järnet uppträder i form af järnglans och ej som magnetit. Vid denna olikhet får emellertid icke mycket afseende fästas, synnerligast som martit förekommer vid Iron Mountain och utgör hufvudmassan af malmen vid Shepherd Mountain. I öfrigt är ju malmens mineralsammansättning lik den för Lapplandsmalmerna vanliga, med apatit som viktigaste oart. Den karaktäristiska strukturen med de från porfyrbrottstyckena utväxande apatitkristallerna träffas visserligen icke vid Tuolluvaara, men är väl känd från Painirova, där äfven apatitindividerna delvis nå samma betydande storlek. Malmen vid Painirova uppträder också på i hufvudsak samma sätt som vid Tuolluvaara och Iron Mountain.

Iron Mountains subkambriska talusbildning består delvis uteslutande af malmmaterial, delvis af sådant uppblandadt med porfyrgrus. Detta konglomerat, och än mer den analoga bildningen vid Pilot Knob, motsvarar tydligen »konglomeratet med blodstensbollar» i bottnen af Haukikomplexens öfre afdelning vid Kiruna.

På *Shepherd Mountain*,[2] c:a 10 *km* söder om Iron Mountain, uppträda tre parallella, vertikala malmgångar, den största c:a 400 *m* lång med mycket växlande bredd (upp till 7 *m*). Malmen är en blandning af järnglans (delvis martit) med magnetit, samt håller kvarts, kaolin och pyrit som föroreningar. Kaolinen synes vara omvandlingsprodukt af porfyrbrottstycken. Pyriten uppträder blott lokalt, men ibland i stor mängd.

Pilot Knob ligger omedelbart intill Shepherd Mountain;

---

[1] G. F. F. 34: 727.

[2] Denna fyndighet besöktes icke af förf.

det mellanliggande bältet af kambrisk kalksten är blott en kilometer bredt. Berget består af de vanliga porfyrerna, omfattande bl. a. en fas som tydes såsom en devitrifierad perlit. Här, liksom vid Iron Mountain, träffar man utom den primära malmen både en subkambrisk talusbildning och »boulder ore». Den primära malmen bildar en bädd med 15—45° stupning, parallel med porfyrernas fluidalstruktur och växlingen af olika variationer. Crane urskiljer följande afdelningar i malmnivån:

malm-porfyr-breccia (30 *m* mäktig),
öfre malmbädden (3 till 7 *m*),
undre malmbädden (2 till 10 *m*),
liggandets porfyr.

Den undre malmbädden är en stålblå, tät blodsten, med fin skiktning. Crane beskriver från densamma böljslagsmärken och t. o. m. regndroppsaftryck. Malmen, som har en mycket låg fosforhalt, innehåller fältspat och kvarts i jämn fördelning, samt tungspat, som hufvudsakligen uppträder på sprickor och i håligheter. Mellan malmbäddarna är ett sericitskifferlager af växlande mäktighet, utan skarp gräns mot någondera malmen.

Malmen i den öfre bädden är i hufvudsak lik den i den undre. Järnhalten är 45—50 procent. Denna bädd för inlagringar af breccia af samma slag som bildar det öfversta ledet i serien. Dessa inlagringar tilltaga uppåt, så att ett slags öfvergång till breccian uppstår.

Breccian består af kantiga eller rundade fragment af mer eller mindre starkt silicifierad porfyr, i en vanligen underordnad matrix af kvartsig blodstensmalm. Den synes delvis öfvergå i porfyren, och är tydligen en agglomeratisk form af denna senare.

Pilot Knob visar mycket stora likheter med den undre Haukikomplexen vid Kiruna, som uppbygges af silicifierade eller på annat sätt hydrotermalt omvandlade tuffbergarter (nu kvartsbergarter och sericitskiffer) med blodstensmalmer, samt några strömmar af syenitporfyr och kvartsporfyr. De

malmförande bergarterna vid Pilot Knob tydas af CRANE på liknande sätt, såsom en delvis hydrotermalt omvandlad serie agglomerat och tuffer. Malmen i de båda bäddarna visar betydande likheter med Haukiblodstenarna. Breccian är såväl i stuff som i slipprof identisk med en inom Haukikomplexen mycket utbredd typ. I fält afviker den något genom sina inlagringar af regelbundet skiktad malm.

Det kan icke betviflas, att malmbildningen vid Haukivaara och vid Pilot Knob skett på i alla väsentliga afseenden lika sätt. I båda fallen föreligger en tuff- och agglomeratserie, hydrotermalt omvandlad under nybildning af kvarts och sericit jämte något kalkspat och tungspat, samt rikligt järnglans. Framhållas må också, att i båda fallen malmmineralet i breccian nästan uteslutande tillhör grundmassan.

Förhållandena inom de delar af Haukikomplexen, som undersökts af mig, befunnos tyda på, att malmbildningen varit en impregnation i de tuffogena bergarterna, och att den utgjort en fas af den postvulkaniska verksamheten, som i öfrigt resulterat i silicifiering m. m.[1] Ehuru malmernas egenskaper inom de af mig undersökta delarna icke direkt gaf anledning därtill, ansåg jag mig likväl vid diskussionen af malmbildningen böra reservera den möjligheten, att bland de malmer jag ej själf undersökt, kunde finnas sådana som äro verkliga sediment, således representera fall där de malmbildande termallösningarna nått jordytan. Efter hvad ZENZÉN, som nu slutfört sina undersökningar öfver Haukikomplexen, haft vänligheten meddela mig, synas emellertid de af mig funna förhållandena gälla Haukimalmerna i deras helhet.

CRANE har, utan kännedom om våra arbeten, kommit till alldeles samma resultat beträffande Pilot Knob. Breccians egenskaper synas också knappast tillåta annan tydning än den, att malmhalten är senare tillförd bergarten. Den välskiktade malmen åter lämnar näppeligen några fullt afgörande bevis. Det är svårt att förstå, huru så fina detaljer som

---

[1] Igneous rocks and iron ores of Kiirunavaara etc.

regndroppsaftryck skulle kunna pseudomorfoserats vid en tuffs omvandling till malm.[1] Man synes emellertid icke kunna undgå att utsträcka slutsatserna beträffande breccian till att gälla äfven den skiktade malmen.[2]

Crane sammanfattar sina åsikter om malmbildningen inom området sålunda:[3] Malmerna ha afsatts ur heta, järnförande lösningar, såsom en efterverkan af porfyrens utgjutande, hvilka lösningar ha kommit från porfyren själf eller från samma källa som denna. Förekomsten vid Shepherd Mountain är till större delen en utfyllnad af sprickor, som uppkommit under porfyrens stelning och afsvalnande; den vid Iron Mountain delvis fyller sprickor, men till större delen förtränger porfyrmaterial; de förekomster, som ligga i porfyrbreccia, såsom Pilot Knob, Cedar Hill och Russell Mountain,[4] representera det mer eller mindre fullständiga förträngandet af och infiltrationen i skiktade tuffer genom järnoxid.

Med den redan angifna modifikationen, att Crane torde ha i någon mån öfverskattat den metasomatiska förträngningens betydelse vid Iron Mountain, synes mig denna hypotes väl stämma med alla de geologiska fakta.

Urbergsområdet i Missouri är tydligen en malmbildningsprovins af fullständigt samma art som den i Lappland. Bergarterna äro i det stora hela alldeles desamma, och af järnmalmer återfinnas i Missouri två af de lappländska formerna i

[1] Förf. hade icke tillfälle iakttaga de som regndroppsaftryck tydda företeelserna.

[2] Den skiktade malmens massa visar visserligen i smått metasomatiska drag, men sådana träffas, egendomligt nog, äfven i de mest säkert sedimentära järnmalmer, såsom clintonmalmerna, hvilka innehålla till malmsubstans omvandlade fossil, och troligen äfven i minetterna (jfr diskussion af denna malmtyp i W. Lindgren, Mineral Deposits, s. 247). Äfven beträffande Lake-Superior-områdets sideritbergarter anföras fall af i viss mån liknande art.

Crane hade, enligt meddelande till förf., för afsikt att ägna malmfyndigheterna i Iron-Monutain-distriktet en förnyad undersökning i mera teoretiskt geologiskt syfte. Då han emellertid nu arbetar inom ett helt annat område, synes föga hopp finnas att snart förvänta en närmare utredning.

[3] L. c. s. 139.

[4] Cedar Hill och Russell Mountain äro små fyndigheter, som likna Pilot Knob.

typisk utbildning, nämligen de gångformiga malmerna med »malmbreccia», samt malm såsom impregnation i tuffbäddar. Däremot saknas den inom vårt område ekonomiskt viktigaste typen: fyndigheter af gångmalmernas sammansättning, men bildande konkordanta bäddar i porfyrserien.

Det torde få anses som fullt säkert, att äfven östra Urals malmbildningsprovins är att sammanställa med de båda nämnda. Det isolerade Cerro de Mercado vid Durango torde också med största sannolikhet böra föras till samma grupp.

Mindre starkt framträdande äro, såsom redan nämndt, öfverensstämmelserna mellan de lappländska fälten och Mineville m. fl. fyndigheter, ehuru äfven i dessa fall en verklig nära släktskap torde föreligga.

I samband med mera femiska bergarter träffas ibland malmförekomster, hvilkas relationer till moderbergarten tydligen äro i stort sedt desamma som de här afhandlade, med syenitbergarter förbundna fyndigheternas, och som visa mycket stora likheter med dessa senare. I en effusiv andesit vid Palissade i Nevada uppträder en apatithaltig magnetitmalm, som i sitt förhållande till sidostenen synes likna Iron Mountain.[1] Malmen innehåller koncentrationer af apatit, ungefär såsom Kiirunavaaramalmen [2]. Fyndigheterna vid Iron Springs i Utah [3] borde kanske räknas till syenitbergarternas malmer, eftersom deras af LEITH och HARDER såsom andesit betecknade moderbergart är så alkalirik, att den kan göra skäl för namnet kvartssyenitporfyr.[4] Bergarten, som är af tertiär ålder, bildar lakkoliter, och malmerna äro dels typiska kontaktbildningar dels gångbildningar i den eruptiva moderbergarten eller i sidostenen. Den gångformiga malmen liknar i uppträ-

---

[1] J. CLAUDE JONES: The Barth Iron Ore Deposit, Ec. Geol. VIII, 1913, s. 247.

[2] Den möjligheten är kanske icke utesluten, att malmen, ehuru uppträdande i en femisk andesit, till sitt ursprung närmare sammanhänger med mera acida eruptiv i trakten.

[3] C. K. LEITH and E. C. Harder: The iron ores of the Iron Springs District, southern Utah. U. S. Geol. Survey, Bull. 338.

[4] Jfr W. LINDGREN: Mineral Deposits, s. 685.

dande och struktur (apatitens fördelning) i hög grad Iron-Mountain-malmen.

Impregnationer i tuffer, således bildningar analoga med Pilot Knob, ha beskrifvits från Mexico.[1] Malmbildningen torde där stått i samband med basalteruptioner.

Det återstår nu att se, i hvad mån Missourifältens egenskaper kunna influera på vår uppfattning af de lappländska fyndigheterna.

Jag har redan flera gånger, senast och utförligast för ungefär ett år sedan i dessa Förhandlingar, redogjort för den arbetshypotes jag funnit vara den lämpligaste för dessa fyndigheter, och får för närmare diskussion hänvisa till den nämnda framställningen.[2] Här vill jag blott erinra om hufvuddragen i denna hypotes: Kiirunavaara—Luossavaaras stora malmer äro magmatiska; apatitgångarna i Kirunatrakten äro bildade genom kristallisation ur en magma, som också innehållit rikligt med gasformiga beståndsdelar (mineralisatorer) och af denna anledning haft lägre kristallisationstemperatur än de nyssnämnda stora malmerna; Haukivaaras blodstenar äro bildade genom lösningar af lägre temperatur; slutligen antyda vissa drag hos de stora malmerna, att äfven dessa haft en lägre kristallisationstemperatur än syenit- och kvartssyenitmagmorna, och att de tre olika malmtyperna representera en serie med sjunkande kristallisationstemperatur.

Denna hypotes förklarar den kombination af magmatiska och pneumatolytiska drag, som malmbildningen visar, då hänsyn tages till alla dess olika yttringar, från mandlarna i syenitporfyrerna till Kiirunavaaras malmmassa. Ett ensidigt betonande af den sistnämndas magmatiska natur måste leda till att sambandet med mandlarna m. m. förloras ur sikte, medan man å andra sidan, såsom jag bestämdt

---

[1] J. Villarello och E. Böse: Criaderos de fierro de la hacienda de Vaquerias etc. Boletin Inst. Geol. de Mexico. N:r 16, s. 15.

[2] G. F. F. **34**: 727.

framhållit,[1] icke får direkt tillämpa den för mandlarna sannolikaste förklaringen på de stora malmerna.[2]

Jag har i andra framställningar flera gånger användt uttrycket, att malmernas förhållande till modermagman är detsamma som pegmatiters och apliternas till granitmagman. Detta uttryck afser särskildt att framhålla, att en delmagma med lägre kristallisationstemperatur än den modermagma, från hvilken den afspaltats, innehåller en mycket högre halt än denna senare af dess flyktiga beståndsdelar, den kommer således att visa en kombination af magmatiska och pneumatolytiska drag. För att göra parallellen fullständig bör man egentligen nämna hela serien aplit-pegmatit-kvartsgång.

De här refererade förhållandena inom malmbildningsprovinsen i Missouri föranleda icke till någon jämkning på hypotesen, tvärtom bestyrka de densammas riktighet. Det kan ju visserligen synas, som om Cranes citerade förklaring skulle strida mot min hypotes därigenom, att Crane blott talar om »heta lösningar» och ej använder termen magmatisk. Denna olikhet är dock blott skenbar. Iron Mountain torde nämligen liksom Painirova, »Rektorsmalmerna» på Luossavaara och apatitgångarna representera lägre temperaturstadier, som visserligen sannolikast, men icke alldeles säkert, tillhöra det magmatiska temperaturområdet. Dettas undre gräns torde väl böra sättas ungefär vid 500°, eftersom man nu vet, att granitpegmatiternas kristallisation inträffar vid ungefär 550—600°.

Om således erfarenheterna från Lappland och Missouri väl stämma öfverens, och Durango icke visar några olikheter, så synes den återstående malmbildningsprovinsen af denna typ, Ural, ha att uppvisa några afvikande drag, som måste närmare studeras, innan man kan diskutera denna malmtyp i dess helhet. Vid en sådan diskussion måste äfven hänsyn

---

[1] G. F. F. 34: 727.

[2] Mandlarna torde nämligen åtminstone öfvervägande vara bildade ur gasformig lösning.

tagas till alla andra slag af eruptiva järnmalmer. En grupp fyndigheter, som hittills icke blifvit nämnda i samband med vårt malmproblem, men som torde vara af betydelse för detsamma, äro de rutilförande gabbroida bergarterna i Virginia.[1] Särskildt de af ilmenit (lokalt rutil eller magnetit) och fluorapatit i växlande proportioner sammansatta nelsonitgångarna torde förtjäna beaktande såsom visande analogier till våra magnetit-apatit-malmer.

Äfven om den här refererade hypotesen väl stämmer med alla kända fakta i Lapplandsmalmernas geologi, så betyder ju detta ingalunda, att man får betrakta problemet som löst. Det betyder endast, att frågorna nu äro mera preciserade än förr, och att de differentiationsprocesser, som gifvit upphof till malmerna, äro lika kända — och lika okända — som de flesta andra yttringar af magmatisk differentiation. Den första afspaltningen af Kiirunavaaramalmens massa, till exempel, måste liksom så många andra magmaklyfningar ha försiggått på stort djup. Vi kunna emellertid för det föreliggande problemet utnyttja alla framsteg i läran om den magmatiska differentiationen i alla dess faser, och i all synnerhet ha vi anledning att vänta viktiga upplysningar af det experimentella studiet af gasers roll i magman.

Tillägg till s. 7 och not 1 därstädes. Af litteratur, som jag ej lyckades få tillgång till förrän ofvanstående redan var under tryckning, framgår, att porfyrerna delvis, dock ej vid malmfyndigheterna, äro så pass sura, att de äfven föra strökorn af kvarts. (Se E. Haworth, The crystalline rocks of Missouri, Ann. Rep. Miss. Geol. Survey 1894 s. 81.)

---

[1] T. L. Watson och S. Taber. The Virginia rutile deposits, U. S. Geol. Survey, Bull. 430, s. 210.
T. L. Watson, Occurrence of rutile in Virginia, Ec. Geol. II. s. 493.

Anmälanden och kritiker.

AUG. ROTHPLETZ: Über die Kalkalgen, Spongiostromen und einige andere Fossilien aus dem Obersilur Gottlands. Sveriges Geol. Unders., Ser. Ca, N:o 10. Stockholm 1913. 57 sidor, 4:o. Med 9 tafl. och 1 karta. Pris 6 kr.

1908 offentliggjorde prof. ROTHPLETZ i München ett arbete *om kalkalger och hydrozoer i Gotlands och Ösels silurlager.*[1] Undersökningsmaterialet från Gotland, hvilket var kvantitativt tämligen obetydligt, hade erhållits af prof. G. HOLM, och ROTHPLETZ fann häri två arter kalkalger: *Sphærocodium gotlandicum* och *Solenopora gotlandica* samt två arter hydrozoer: *Spongiostroma balticum* och *S. Holmi*, samtliga nya arter, hvilka närmare beskrefvos och till sin systematiska plats bestämdes, *Sphærocodium* såsom varande besläktad med de nutida *codiacéerna*, *Solenopora* med *Lithothamnium* samt *Spongiostroma* med *hydrocorallierna* och *hydroactinierna*.

ROTHPLETZ'S arbete föranledde, att uppmärksamheten i högre grad än förut riktades på hithörande fossil vid de geologiska arbetena å Gotland, och som man kunde förmoda, att dessa fossil skulle visa sig stratigrafiskt viktiga, ombesörjde rec. och dr HEDSTRÖM, att vid S. G. U. förfärdigades ett större antal slipprof, som sändes ROTHPLETZ i och för bearbetning. Dessa slipprof jämte stuffer och genom ROTHPLETZ själf anskaffade slipprof kommo efter hand att uppgå till ett antal af 500—600, och det är på detta betydande material, som det i dagarna utkomna nya arbete, hvars titel läses här öfverst, är baseradt. Bland fyndorterna äro 149 närmare omtalade. Dessa finnas samtliga inlagda å den arbetet åtföljande kartan öfver Gotland i skalan 1:300 000, hvaraf framgår, att endast 27 falla å det top. bladet »Visby» (hufvudsakligen i Visby-trakten), de öfriga (122) å bl. »Roma» och »Hamra».

Arbetets första kapitel (efter inledningen) handlar om försteningarnas bevaringstillstånd, hvilket i allmänhet är så utmärkt, att t. o. m. alla växtceller bibehållit sin ursprungliga form.

Härefter behandlas de funna fossilen, hvarvid, förutom en del historiska data, lämnas en närmare redogörelse för deras byggnad och systematiska ställning samt för profven (dessas fyndorter, petrografiska beskaffenhet och plats i lagerserien).

Kalkalgerna, som omtalas sid. 6—35, representeras af *tre släkten: Solenopora*, *Hedströmia* (nov. gen.) och *Sphærocodium*, jämte gruppen *Siphoneæ verticillatæ*. I anslutning härtill omtalas *ooliterna.*

---

[1] AUG. ROTHPLETZ: Ueber Algen und Hydrozoen im Silur von Gotland und Oesel. K. V. A. H., Bd 34, N:o 5. Stockholm 1908.

Af släktet *Solenopora* upptagas följande arter: *S. compacta* BILLINGS sp., (*S. spongioides* DYB., som dock icke är funnen på Gotland, utan är känd endast från Estland), *S. filiformis* NICH. (sällsynt) och *S. gotlandica* ROTHPL.

Släktet *Hedströmia* är representeradt af två arter: *H. halimedoidea* nov. sp. och *H. bifilosa* nov. sp. (sällsynt).

Släktet *Sphærocodium* af: *S. gotlandicum* och *S. Munthei* nov. sp. Vidare märkas i talrika prof förekommande, mest smärre *Sphærocodium-fragment*, som vanligen icke kunnat till arten bestämmas; de antagas vara af en eller annan orsak söndersmulade Sphærocodier, som sedan spridts ut öfver hafsbottnen.

Gruppen *Siphoneæ verticillatæ* upptager släktena *Vermiporella* samt *Rhabdoporella*, det senare med arterna *R. pachyderma* nov. sp. och *R. Stolleyi* nov. sp.

Sidd. 32—35 afhandla *ooliterna*, hvilka förf. anser vara uppkomna genom kalkafsöndrande encelliga alger.

Sidd. 36—39 behandla de funna arterna af släktet *Spongiostroma*, hvilket, som nämndt, anses tillhöra hydrozoerna. Hit hör en allmännare uppträdande art, *S. Holmi* ROTHPL., medan den i ROTHPLETZ'S tidigare arbete upptagna *S. balticum* ROTHPL. blifvit funnen vid endast två lokaler.

I fråga om de nämnda formernas såväl makroskopiska som framförallt mikroskopiska byggnad hänvisas till de båda arbetena med upplysande figurer:[1] den horisontala och vertikala utbredningen m. m. skall, beträffande de viktigare arterna, längre fram omnämnas.

I kap. III, sidd. 40—41, omtalas exempel på *borrhål af djur och växter*, medan i kap. IV, sidd. 42—48, beskrifvas: 1) *en foraminifer* (*Nodosaria* eller *Dentalina*). 2) *Romingeria candelabrum* nov. sp., en egendomlig korall, hittad vid Visby (från hvilket lager, den härstammar, är dock ovisst); 3) *en Palechinid-tagg* och 4) *en Phyllocarid* (*Hymenocaris?*).

Under kap. IV, afdeln. 5, beskrifvas *krustacé-exkrementer* från Gotlandslagren.

Genom jämförande undersökningar öfver nutida exkrementer af ett kräftdjur, branchiopoden *Artemia*, särskildt från The Great Salt Lake, och talrika små rundadt aflånga kroppar af mindre än 1 *mm* längd, hvilka ROTHPLETZ funnit i en hel del slipprof af Gotlandsbergarter, anser han bevisadt, att dessa små kroppar äro *koproliter af kräftdjur*. De uppträda någon gång så talrikt, att de kunna sägas vara bergartsbildande, och spela alltså då en viktig roll.

Arbetets sista kapitel (V) bär titeln stratigrafiska slutsatser.

Förf. framhåller den osäkerhet, som ännu efter rec:s och HEDSTRÖMS arbeten af 1910 är rådande med afseende på Gotlandslagrens indel-

[1] *Sphærocodium gotlandicum* och *Spongiostroma Holmi* finnas afbildade, den förra äfven med hänsyn till sin mikroskopiska byggnad, i rec:s å följande sida citerade uppsats i G. F. F. 32.

ning,[1] och anser, att kalkalgerna och *Spongiostroma* äro ägnade att bidraga till frågans belysning — främst de allmännare bland dem: *Sphærocodierna*, *Rhabdoporellerna*, *Hedströmia* och *Solenoporerna* samt *Spongiostroma*. Han betonar emellertid, ej utan en viss skärpa, att fyndorternas för profven olikartade fördelning äfvensom i regeln etikettuppgifternas knapphändighet med hänsyn till profvens plats i lagerserien o. s. v. icke gjort det möjligt att närmare än som skett diskutera frågan om lagerföljden (se nedan).[2]

Förf. lämnar först en öfverblick öfver formernas horisontala utbredning, hvaraf framgår, att *Spongiostroma* och *Sphærocodium gotlandicum* finnas öfver hela ön: samma torde vara förhållandet med *Sphær. Munthei*, som dock är relativt sparsam. *Hedströmia halimedoidea* samt *Solenopora gotlandica* och *S. compacta*, hvilka senare dock sällan förekomma tillsammans, äro likaledes vidt utbredda, men saknas — den förstnämnda längst i N och S, de båda andra längst i S. *Rhabdoporella* saknas i N och har sin hufvudsakliga utbredning inom kartbladet »Roma». (Enl. rec. åsikt beror detta sannolikt därpå, att härifrån hittills blifvit undersökt ett relativt stort antal prof af *märgliga* bergarter, vid hvilka *Rhabdoporella* synes vara i hufvudsak bunden).

På basis af arternas vertikala uppträdande uppställer ROTHPLETZ för Gotlandslagren två afdelningar: *en undre med Sphærocodium och Rhabdoporella*, men *utan Spongiostroma* o. s. v., samt *en öfre med Spongiostroma*, *Solenopora gotlandica* och *Hedströmia*; hit hör också *Sol. compacta*, som dock troligen finnes, ehuru sparsamt, äfven i den undre afdelningen, liksom *Sphærocodium* uppträder äfven i den öfre. Med de nämnda många

---

[1] HENR. MUNTHE: On the Sequence of Strata within Southern Gotland. G. F. F. 32: 1397. Med en karta i skalan 1 : 400 000, omfattande de topografiska bladen »Roma» och »Hamra».

HERMAN HEDSTRÖM: The Stratigraphy of the Silurian Strata of the Wisby district. Ebenda 32: 1455. Med profiler från Visbytrakten samt en karta öfver norra Gotland i skalan c:a 1 : 750 000.

[2] Härtill vill rec. foga följande anmärkningar. Materialet i fråga tillställdes prof. ROTHPLETZ i och för en *paleontologisk* bearbetning och för att en del af resultatet däraf skulle kunna användas såsom hjälp redan vid den stratigrafiska utredningen af Gotlandslagren, hvilken önskades preliminärt framlagd till Geologkongressen 1910. För detta ändamål meddelade också ROTHPLETZ godhetsfullt några listor öfver en del af de dittills gjorda bestämningarna, till hvilka data hänsyn togos af mig och HEDSTRÖM, något som också jag 1910 och ROTHPLETZ nu i inledningen till sitt arbete framhållit. ROTHPLETZ upplyser här äfven om, att rec. vid besök i München våren 1911 (i ändamål att för framtida undersökningar bättre än genom beskrifningar och afbildningar lära känna de af honom undersökta fossilen) lämnade honom »viktiga upplysningar om de särskilda profvens stratigrafiska ställning», nämligen profven från mina blad »Roma» och »Hamra». Längre ansåg jag mig icke kunna gå vare sig på grund af frågans (om stratigrafien) dåvarande ståndpunkt, lika litet som det så kort tid efter att de båda nyss anförda stratigrafiska kartorna sett dagen kunde anses behöfligt att offentliggöra en ny sådan öfver hela Gotland, utan ansåg jag det vara tillräckligt att för ändamålet upprätta den arbetet åtföljande, de viktigare fyndorterna upptagande kartan.

formerna i öfre afdelningen inkomma alltså, enligt ROTHPLETZ sannolikt närmelsevis samtidigt, ett flertal nya flora- och faunaelement, som saknas i den undre afdelningen. Gränsen mellan dessa båda afdelningar förlägger förf. inom öfre delen af HEDSTRÖMS »Lower Gothlandian» (1910). Beträffande sydligaste delen af ön förlägges nämnda gräns mellan rec:s undre och öfre *Sphærocodium*-lager, eller ungefär till oolitlagret härstädes. Däremot godkänner förf. icke rec:s uppfattning af lagerföljden vid Hoburgen, utan förmenar, på grund af att *Spongiostroma* m. fl. fossil icke anträffats här, att den nämnda gränsen är att förlägga t. o. m. *öfver de yngsta Hoburgslagren*, en uppfattning som rec. emellertid af flera skäl anser absolut ohållbar. [Bortsedt från att frånvaron af *Spongiostroma* o. s. v. i Hoburgslagren sannolikt beror därpå, att härvarande lager, i hvilka man skulle vänta att finna representanter för dessa former, äro så beskaffade — vanligen starkt leriga bergarter (hvilka jag på goda grunder parallelliserat med den på kort afstånd norr ut uppträdande, obetydligt leriga *Spongiostroma*-förande Ilioniakalken) samt medel- till grofkristalliniska kalkstenar och Ascoceraskalk — att dessa fossil knappast kunna väntas blifva anträffade i dem, lika litet som de i allmänhet finnas i petrografiskt motsvarande lager inom andra delar af ön, så är deras frånvaro i och för sig intet bevis för lagrens i fråga läge under ROTHPLETZ'S gränslinje. Lika litet kan jag fästa någon vidare vikt vid hans antagande, att sandstenen här längst i söder skulle ha upphört att bildas tidigare än längre norr ut, m. a. o. vore att ekvivalera med ooliten och öfre Sphærocodium-lagret där; ty i stort sedt kan denna lagerserie (sandsten, oolit och öfre Sphærocodiumlagret) följas i ett sammanhang och med i hufvudsak samma petrografiska och faunistiska utbildning ända från Grötlingbo till S om Hoburgen. Jag skall f. n. icke närmare ingå på nämnda meningsskiljaktigheter, hvilka jag hoppas få tillfälle belysa utförligare i ett annat sammanhang.]

Frånsedt alltså en del uttalanden, förnämligast af stratigrafisk art, hvilka enligt rec:s mening äro dels oriktiga dels äfven mindre väl grundade, äro prof. ROTHPLETZ'S arbeten af stort värde icke blott för oss, som sedan länge äro sysselsatta med uppklarandet af den invecklade stratigrafien på Gotland, utan de erbjuda därjämte ett stort och allmännare intresse därigenom, att de i hög grad vidgat kännedomen om kalkalgernas och Spongiostromernas ur flera synpunkter mycket betydelsefulla geologiska roll, hvilken ännu för några år sedan, hvad siluren beträffar, var mycket litet bekant och uppskattad.

HENR. MUNTHE.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS I STOCKHOLM FÖRHANDLINGAR.

BAND 36. Häftet 3. Mars 1914. N:o 297.

Mötet den 5 mars 1914.

Närvarande 23 personer.

Ordföranden, hr MUNTHE, meddelade, att Styrelsen till Ledamöter af Föreningen invalt:

Rektorn för Chalmers tekniska läroanstalt, professor HUGO GRAUERS, Göteborg,

på förslag af hr Grönvall,

Docenten SVEN ODÉN, Upsala, och

Konsulenten P. J. EKVALL, Upsala,

båda på förslag af hr A. G. Högbom, samt

Fil. mag. GÖSTA AHLSTRÖM, Upsala, och

Fil. stud. K. O. JANSSON, Upsala,

båda föreslagna af hrr G. Frödin och Sahlström.

Från professor MOBERG, Lund, hade ankommit en tacksamhetsskrifvelse med anledning af den telegrafiska hälsning, som Föreningen tillställt honom på hans 60-årsdag.

Föredrogs *revisionsberättelsen* öfver Styrelsens och Skattmästarens förvaltning under år 1913 och beviljades af revisorerna tillstyrkt ansvarsbefrielse. Ur revisonsberättelsen framgår bland annat, att Föreningens *inkomster* under året utgjort sammanlagdt kr. 6 812: 96, hvaraf ledamotsafgifter kr. 3 670, statsanslag kr. 1 000, Järnkontorets bidrag kr. 750, räntevinst af fonderna kr. 342: 13, försäljning af Förhandlingarna kr. 604: 27, annonsbilaga kr. 341: 61 och diverse kr. 104: 95. *Utgifterna* hafva varit sammanlagdt kr. 7 443: 46, nämligen: brist från 1912 kr. 1 310: 14, omkostnader för tryckning

av Förhandlingarna kr. 4 468: 27, annonsbilagan kr. 189: 12, expeditionen (distribution m. m.) kr. 644: 05, mötena kr. 82: 75, arfvoden kr. 700, brandförsäkring och diverse kr. 49: 13. Sedan i öfverensstämmelse med Föreningens beslut af den 6 mars 1913 kr. 500 uttagits ur registerfonden för täckande af bristen från 1912 samt räntan, kr. 36: 66, å återstoden af registerfonden afsatts till densamma, återstår till 1914 en brist af kr. 167: 16, utgörande skuld till Kungl. Boktryckeriet.

På revisorernas förslag beslöt Föreningen vidare, att försäljning af band eller häften af Föreningens Förhandlingar ej utan Styrelsens särskilda medgifvande må äga rum, då tillgången på band (inklusive fullständig årgång af häften) understiger 25 exemplar.

På Styrelsens förslag beslöt Föreningen att ingå till K. Maj:t med ansökan om ett anslag af kr. 1 000 såsom bidrag till fortsatt utgifvande under år 1914 af Förhandlingarna.

Hr O. TAMM höll ett af tabeller, diagram och fotografier belyst föredrag *om kalkutlakningen i Ragundatrakten.* En uppsats i detta ämne kommer att inflyta i nästkommande häfte af Förhandlingarna.

I anslutning till föredraget yttrade sig hr G. DE GEER.

Hr G. DE GEER framhöll vikten af att genom föredr:s omsorgsfulla arbeten omsider påbörjats en planmässig undersökning af vittringsprocessens tidsförlopp. Förhållandena vid Ragunda vore utan tvifvel synnerligen gynnsamma för sådana studier. Jämte den kemiska bestämningen af kalkutlakningen torde man där också kunna fastställa jordlagrens totala volymförlust genom silvattnets verksamhet. Sålunda hade tal. genom schaktningar vid Vikbäcken år 1909 funnit, huru de öfre årshvarfven nära nipbranterna voro märkbart mera förtunnade än deras längre in i brinken befintliga, af silvattnet mera oberörda fortsättning. Allra öfverst voro hvarfvens detaljer utplånade genom vittringen, hvarjämte humuspartiklar nedträngt inemot en half meter. Till ytterligare nära en meters djup hade utlakningen frambragt en ljus, hvitaktig blekjord, i hvilken dock de här oväntadt tjocka årshvarfven markerades af rostbruna ränder, som nedåt öfvergingo i små torfartade skikt, utmärkande en viss nivå inom hvarje årshvarf. Tack vare dessa organiska ämnens inverkan på järnockrans utfällning inom blekjorden kunde årshvarfven sålunda trots utlakningen efter hand spåras och uppmätas ända upp till ungefär en meter under jordytan.

Hr K. A. GRÖNWALL redogjorde för en del af sina undersökningar *öfver kaolinförekomsterna i nordöstra Skåne*, därvid hufvudsakligen behandlande förekomster vid Ifö och Axeltorp.

Med anledning af föredraget yttrade sig hrr HENNIG, GEIJER O. TAMM, G. DE GEER, GAVELIN, H. NATHORST, HOLMQUIST H. E. JOHANSSON och föredraganden.

Hr GEIJER ville påpeka ett fall af stark omvandling af urbergsbergarter, hvilket kunde förtjäna uppmärksamhet. I Mossgrufvan invid Sköttgrufvefältet finner man leptiten och densamma genomsättande pegmatiter omvandlade till en substans af lerartad konsistens, hvilken, torde vara kaolin. Magnetitmalmen i grufvan är i stor utsträckning sönderfallen till pulver.

Hr O. TAMM ville till frågan om kaolinbildningen foga något om kaolinens förekomst i våra kvartära avlagringar. Gent emot åtskilliga agrikulturkemisters bestämningar af kaoliniskt löslig aluminium och kiselsyra torde man få ställa sig något skeptisk, om analysprofven varit åkerjord, som är en mycket svårdefinierbar blandning. Prof. VESTERBERG har emellertid utfört en undersökning av kvartära leror, hvars resultat talar för en halt af högst 15 % kaolin. Denna kaolinhalt måste tänkas förefintlig i det ursprungliga material, af hvilket lerorna bildats. Någon kaolinbildning i den naturliga marken i vårt nuvarande klimat torde i regel ej kunna påvisas, tvärtom synes utlakningen i främsta rummet gälla järn och aluminium, medan alkalierna komma endast i andra rummet. Då man emellertid enl. *Odén* får räkna med verkliga humussyror, torde väl en kaolinbildning i marken förorsakad af dessa och möjligen äfven andra syror ej heller få anses utesluten.

Hr G. DE GEER hade, allt sedan han först påträffade kaolinhorisonten under nordöstra Skånes kritlager, kommit till den uppfattningen, att kaolinen uppkommit genom vittring, och hade gent emot EICHSTÄDTS antagande, att den stode i samband med efterverkningar efter basaltutbrotten, framhållit dels dess stora utbredning i trakter, där basalt alldeles saknades, dels dess bildningstid, som bevisligen flerstädes och sannolikt öfverallt i trakten var pre-senon och således vida äldre än basaltens. Visserligen hade tal. stundom, såsom i vittringspelare af urberg under kritkalken vid Balsbergsgrottan och vid Karlshamn samt i konglomeraten vid Ignaberga och Barnakälla, funnit icke kaoliniseradt urberg men på mångfaldiga ställen under eller nära ännu kvarvarande kalkrester mer eller mindre kaoliniserade bergarter, som helt visst tydde på en pre-senon sekulär vittring, som anrikat all den vanligen alldeles fältspatfria kvarts, hvilken såsom sand- och gruskorn eller klapper massvis utmärkte traktens kritlager. Gifvet var, att vittringen alltefter förklyftningens utbildning kunnat ned-

tränga till ganska växlande djup, fastän det kaoliniserade materialet numera borteroderats från de högre delarna af den kuperade terrängen, hvilken såsom tal. för länge sedan framhållit till stor del redan förefunnits i pre-senon tid. Betecknande för den pre-senona kaolinvittringens utbredning vore, att äfven så långt från det ännu bibehållna kritområdet som i Ronnebytrakten, där tal. iakttagit kaoliniseradt urberg, hade sedermera också träffats rester af det forna kritkalktäcket.

Hr GAVELIN anförde, med anledning af åtskilliga under diskusionen gjorda uttalanden, ett exempel på en inom våra vanliga urbergstrakter ovanligt intensiv kaoliniseringsprocess, som han sistlidne vår haft tillfälle att undersöka vid Porjus i Stora Luleälf.

Under arbetena för Porjus kraftverksanläggning påträffades en mäktig skölzon, hvilken förorsakade stora svårigheter och kostnader. Ifrågavarande skölzon intager ett relativt flackt läge, stupande i stort 20°—30°, lokalt något brantare, mot väster till sydväst. Den följer ett system af förgrenade sprickor, efter hvilka bergarterna (järngnejs och röd granit) uppvisa starka mikroskopiska krossningsfenomen, som ej återfinnas på ömse sidor af skölzonen, ådagaläggande, att sprickbildningen står i samband med en uppkrossning af berggrunden efter zonen i fråga; å andra sidan utvisa flera omständigheter, att inga nämnvärda förskjutningar ägt rum efter sprickorna i samband med krossningen, och att skölen alltså icke är någon vanlig »förkastningssköl». Efter krossningszonen hafva bergarterna undergått en intensiv kemisk dekomposition under utbildning af rödbrokiga till ljusgråa (lokalt nästan hvita) »leror», bestående väsentligen af kaolin med järnoxider samt kvarts och mer eller mindre oomvandlade rester af bergarternas öfriga beståndsdelar. Inom det närmast jordytan belägna parti (i tilloppstunneln, c:a 10 m. under bergets yta), som var tillgängligt för undersökning, hade zonen af på sådant sätt kaoliniseradt berg en bredd af ej mindre än c:a 30 m. Till större delen af denna bredd utgjorde berget en mjuk, lätt formbar järnoxidhaltig kaolinmassa med inbäddade större och mindre block af starkt sönderklyftade men f. ö. relativt oomvandlade bergarter; genom tilltagande frekvens af dylika block och kaolin-mellanmassans tillbakaträdande kommer man både i liggandet och i hängandet småningom öfver i starkt sprickuppfylldt, af smala lerskölar och kloritsläppor genomdraget berg, som på detta sätt råder ännu ett par tiotal m. på ömse sidor af den 30 m. breda egentliga skölzonen, hvarefter man kommer in i friska bergarter. — I stupningsriktningen (mot väster och sydväst) aftager dekompositionszonens mäktighet ganska hastigt, såsom man hade goda tillfällen att iakttaga uti sprängningarna för den stora maskinhallen och afloppstunneln, där ifrågavarande zon kunde följas till mer än 60 meter lägre nivå än i tilloppstunneln. Den kaoliniserade zonen har på dessa större djup mäktigheter varierande blott mellan 1—2 m. och några få dm. samt förgrenar sig efter divergerande sprickor. Någon utkristallisation af kalkspat tillkommer också härstädes.

Hela uppträdandet och utbildningssättet hos ifrågavarande dekompositionszon angifver, att den sannoligt utkilar på relativt ringa djup

under de lägsta nivåer, till hvilka den kunde följas i sprängningarna, samt att den bildats därigenom att dekomponerande lösningar från dagytan nedträngt efter en krosszon i berggrunden. Det hastiga aftagandet i mäktighet ifrån dagytan och nedåt synes angiva, att bergytan under kaoliniseringsprocessen legat på nära nog samma nivå som i nutiden.

Hr H. NATHORST kompletterade hr GEIJERS uttalande om Mossgrufvan genom att omnämna, att man vid sintringsförsök med järnmalmen funnit denna synnerligen lättsintrad, beroende på att magnetitkornen voro omgifna af ett tunt öfverdrag af zeoliter.

Hr H. E. JOHANSSON hade af föredr. erhållit till mikroskopisk undersökning en profserie af Ifö-kaolinens ursprungsbergart, visande olika stadier af kaolinisering. Ifrågavarande bergart syntes till struktur och sammansättning i hufvudsak ansluta sig till de af tal. inom västligare belägna delar af traktens järngnejsformation studerade lagerformigt uppträdande röda, kalkfattiga, »saliska» gnejserna, men för såsom fältspatmineral nästan uteslutande en på albitlameller mycket rik mikroklinpertit. Mikroskopiskt kunde iakttagas, hurusom på tidigare stadier af kaoliniseringen i första hand pertitfältspatens albitlameller angripas, hvilket förhållande ju står i öfverensstämmelse med de af föredr. demonstrerade analysresultaten samt de av honom refererade undersökningarna angående omvandlingsföljden i andra kaolinförekomster. — I genetiskt hänseende syntes kaolinförekomster väl i flertalet fall kunna antagas hafva uppkommit under inverkan af kallt, CO_2-haltigt vatten; betingelserna för processen kunde tydligen realiseras såväl vid själfva jordytan direkt under ett vegetationstäcke som på större djup utefter sprickor i berggrunden. — I anledning af de under diskussionen omnämnda iakttagelserna af mer eller mindre kaolinliknande omvandlingsprodukter af bergarten vid vissa mellansvenska grufvor ville tal. erinra om en af TH. NORDSTRÖM (G. F. F. Bd. 3. (1877): 437) beskrifven dylik förekomst vid Rösbergs järnmalmsgrufva i Järnboås socken. Bildningen i fråga är säkerligen att uppfatta endast såsom en genom mekanisk vittring uppkommen söndersmulningsprodukt af den vid nämnda gruffält anstående hvita finkristalliniska albitgranulitiska bergarten; en av NORDSTRÖM meddelad analys af det kaolinliknande bergartspulvret kan närmast tolkas i denna riktning.[1]

Föredraganden meddelade i anslutning till hr TAMMS yttrande, att under fältarbetena på kartbladet »Lidköping» extra geologen O. CLAESSON anträffat en markprofil, som vore upplysande i dessa frågor. Under humös sand med ljungvegetation fanns en rostfärgad (järnhaltig) sand, som underlagrades af en humusortsten; under denna fanns ett grus, som i sin öfre del hade fältspatförande bergarter starkt kaoliniserade på ytan, så att gruset vid torkning antager en nästan hvit färg.

---

[1] Analysen i fråga visar: SiO_2 79.89 %; Al_2O_3 18,28 % (?); CaO 0.65 %; MgO 0.47 %; *glödgningsförlust 0.60* %: alkalier ej bestämda.

Vid mötet utdelades n:r 296 af Föreningens Förhandlingar.

Ytterligare om kontakten vid Naarajärvi i Lavia.

Af

Eero Mäkinen.

(Härtill Tafl. 2.)

I marshäftet af Geologiska Föreningens Förhandlingar för år 1913 ingår en uppsats af prof. Sederholm, utgörande en komplettering till de beskrifningar öfver denna kontakt, som han tidigare publicerat.[1] Genom dessa kompletterande undersökningar anser prof. Sederholm sin ursprungliga uppfattning af kontakten såsom en sedimentär bildning hafva blifvit bestyrkt. Till denna uppfattning har äfven dr Gavelin[2] efter sitt besök på platsen anslutit sig, medan prof. Holmquist[3] uttalat sig emot densamma. Emedan denna lokal erhållit en viss betydelse för den finska urbergsindelningen (den utgör ju hittills det enda ställe, från hvilket prof. Sederholm kunnat anföra positiva bevis för en subbottnisk diskordans), torde en möjligast mångsidig belysning af bergarternas kontaktförhållanden vara önskvärd. Vid upprättandet af en karta öfver kontakthällarna och under ett senare besök på platsen sistlidne sommar samt genom undersökningen af det härunder samlade materialet har jag nämligen erhållit en från prof. Sederholms framställning afvikande uppfattning, för hvilken jag här nedan skall redogöra.

[1] »Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finnland». Bull. de la Comm. Géol. de Finlande n:o 6, (1897), s. 165.

Geologisk öfversiktskarta öfver Finland. Sekt. B. 2. Tammerfors bergartskartan, (1911), s. 54.

[2] G. F. F. Bd. 34, (1912), s. 230.

[3] G. F. F. Bd. 34, (1912), s. 388.

Ursprungligen hade hela det lilla området (c. 9 km²) af »gneisgranit», som ligger norr om skiffersnibben vid Lavia kyrkoby, af prof. SEDERHOLM[1] betecknats såsom »prebottniskt», d. v. s. äldre än skiffrarna. I sin senaste uppsats indelar han emellertid eruptivbergarterna här i två skilda grupper: å ena sidan den »prebottniska» dioriten, å den andra den »postbottniska graniten (samt kvartsdioriten) och därmed förbundna granitisationsfenomen». Den förra gruppen skulle omfatta endast en c. 100 m lång, af skiffern delvis omsluten häll (omkring siffran 1 på kartan), medan den öfriga delen af »gneisgranit»-massivet vore yngre än skiffrarna. Dock anser prof. SEDERHOLM, att den »prebottniska» dioriten (eller åtminstone en denna mycket liknande kvartsdiorit) förekommer närmast skiffern äfven utanför den ofvannämnda hällen och förklarar dess instrusiva natur gentemot skiffern (mellan siffrorna 2 och 3) genom palingenes. Att denna indelning åtminstone på petrografiska grunder icke är berättigad, torde framgå af det följande.

Den rådande typen inne i »gneisgranit»-massivet är en makroskopiskt grå, tämligen massformig, medelkornig bergart, bestående af ljus fältspat, hornblende, biotit och något kvarts. Den innehåller här och där små skifferbrottstycken. Under mikroskopet igenkänner man: plagioklas, hornblende, biotit, mikroklin och kvarts; aksessoriskt granat, apatit, malmkorn, titanit och zirkon. Plagioklasen bildar ända till 3 mm mätande, tjockt tafvelformiga individer och visar tvillinglameller såväl efter albit- som periklinlagen. Dess ljusbrytning jämförd med kvartsens är: $\omega < \alpha_1$; $\varepsilon \gtreqless \gamma_1$; utsläckningsvinkeln ⊥ PM 17°—18° och sammansättningen alltså omkring $Ab_{65}An_{35}$. — Hornblendet visar gröna och gula absorptionsfärger ($\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$), utsläckningsvinkeln $\mathfrak{c}$:c är omkring 18°. — Biotiten är brun, med kraftig absorption (parallellt med genomgångarna svartbrun). — Kvarts och mikroklin förekomma i små mängder som utfyllning. Den

[1] »Eine arch. Sedimentformation», s. 165, samt Beskrifning till kartbladet »Tammerfors», s. 54.

förra bildar små undulerande korn med hakiga gränser eller är t. o. m. alldeles fint granulerad. — Titaniten uppträder i nära samband med hornblende och biotit utfyllande kantiga luckor emellan skilda korn och sprickor i dessa. — Plagioklasen visar ställvis en svagt utbildad idiomorf begränsning emot kvarts och mikroklin, men för öfrigt är den ursprungliga stelningsstrukturen förstörd genom metamorfos. Mineral-

	I.			II.			III.			IV.		
	%.	Mol. prop.	Mol. %.	%.	Mol. prop.	Mol. %.	%.	Mol. prop.	Mol. %.	%.	Mol. prop.	Mol. %.
SiO_2 . .	63.80	1063	69.41	61.38	1023	66.86	60.01	1000	65.15	48.42	807	53.13
TiO_2 . .	0.96	9	0.59	0.85	11	0.72	1.06	14	0.91	0.90	11	0.72
Al_2O_3 .	15.82	155	10.13	16.52	162	10.59	16.61	163	10.62	18.80	184	12.12
Fe_2O_3 .	0.61	4	4.25	0.75	5	6.27	0.79	5	6.71	1.03	6	9.15
FeO . .	4.06	57		6.23	86		6.70	93		9.14	127	
MgO . .	2.72	68	4.44	2.72	68	4.45	3.24	81	5.28	4.55	114	7.50
CaO . .	5.62	100	6.54	5.21	93	6.08	5.94	105	6.84	12.89	230	15.14
Na_2O . .	3.21	52	3.40	3.53	56	3.66	3.05	49	3.19	1.50	24	1.58
K_2O . .	2.77	19	1.24	1.97	21	1.37	1.95	20	1.30	0.94	10	0.66
H_2O . .	0.64	—	—	0.86	—	—	0.71	—	—	1.18	—	—
P_2O_5 . .	0.20	—	—	0.35	—	—	0.27	—	—	0.51	—	—
	100.14	—	100.00	100.00	—	100.00	100.00	—	100.00	99.95	—	100.00

	s.	A.	C.	F.	a.	c.	f.	k.	n.	m.	FeO : MgO
I.	70.00	4.64	5.49	9.74	4.7	5.5	9.8	1.44	7.4	5.7	4.9
II.	67.58	5.03	5.56	11.24	4.6	5.1	10.3	1.29	7.3	6.4	5.8
III.	66.06	4.49	6.13	11.99	4.0	5.4	10.6	1.29	7.1	6.4	5.6
VI.	53.58	2.24	8.88	22.91	1.3	5.2	13.5	0.99	7.1	5.2	5.5

I. Kvartsdiorit, Lavia, Naarajärvi, 1 *km* NW om siffran 1 på kartan. Anal. Eero Mäkinen.

II. D:o, » » mellan siffrorna 2 och 3 på kartan. Anal. Eero Mäkinen.

III. D:o, » » S om siffran 1 på kartan. Anal. Eero Mäkinen.

IV. Gabbro, » » brottstycke i breccian. Anal. Eero Mäkinen.

kornen äro sönderknäckta och granulerade i kanterna, så att murbruksstrukturen börjar göra sig gällande (jmf. fig. 17 i prof. SEDERHOLM uppsats). Såväl på grund af sin mineralogiska som kemiska sammansättning, hvilken framgår af analysen I, sid. 187, är bergarten en kvartsdiorit och icke en granitisk bergart (jfr prof. SEDERHOLM uppsats, s. 188).

Närmare skifferns kontakter blir denna hufvudtyp något mera basisk. Den högre halten af femiska mineral ger sig makroskopiskt tillkänna genom en mörkare färg. Äfven under mikroskopet märker man, att den relativa mängden af hornblende och biotit har tilltagit samt att plagioklasen i allmänhet är rikare på anortit. Utsläckningsvinkeln i snitt ⊥ PM hos plagioklasen är 18°—20°, och dess sammansättning går alltså ned ända till $Ab_{60}An_{40}$. De öfriga beståndsdelarna äro desamma som i hufvudtypen. Bergarten är äfven här i allmänhet nästan massformig, utom där den bildar gångar i skiffern, då en äfven under mikroskopet framträdande skiffrighet kan skönjas. Då öfvergången från den förhärskande typen till denna mera basiska typ med endast några tiotal meters afbrott kan följas, så måste den senare anses för en basisk gränsmodifikation af den förra. Detta framgår äfven ur deras kemiska sammansättning (analyserna I och II). Profvet för analysen II, representerande gränsmodifikationen, är taget midt emellan siffrorna 2 och 3, c. 15 m från kontakten. Denna basiska typ bildar hela det på kartan synliga området NE om kontaktlinjen mellan siffrorna 2 och 3, och utanför kartan återkommer den också öfverallt närmast skiffern med samma beskaffenhet. Den måste vara bildad genom differentiation, emedan en anrikning af basiskt material genom uppsmältning och assimilation af skiffern är utesluten, då denna öfvervägande är mera acid än dioriten.

Hufvudbergarten i den »prebottniska» kuppen omkring siffran 1 är en mörkgrå, små- till medelkornig kvartsdiorit, som öfverhufvud är nästan massformig och endast ställvis, t. ex. SE om siffran 1, äger en otydligt framträdande parallell-

textur. Benämningen gneis för denna bergart är ingalunda berättigad. Den består väsentligen af plagioklas, hornblende och biotit med underordnad kvarts och mikroklin samt innehåller aksessoriskt apatit, titanit, granat, zirkon och malmkorn. — Plagioklasens ljusbrytning, bestämd enligt den Beckeska metoden, är: $\omega < \alpha_1$, $\varepsilon < \gamma_1$; $\varepsilon \gtrless \alpha_1$ $\omega < \gamma_1$, och utsläckningsvinkeln i snitt $\perp$ PM varierande i skilda preparat mellan 18° och 20°; dess sammansättning är sålunda $Ab_{64}An_{36}$—$Ab_{60}An_{40}$. — Hornblendet består af den vanliga varieteten med mörkgröna och gröngula absorptionsfärger, utsläckningsvinkeln c:c är 17°—19°. — Biotiten äger kraftig absorption: parallellt med genomgångarna svartbrun, vinkelrätt emot dem brungul. Kvarts och mikroklin förekomma som utfyllning. Mängden af titanit är icke fullt så stor som i de ofvanbeskrifna typerna, men emedan analysen (III) trots detta visar en relativt högre halt af TiO_2, torde titan ingå delvis i hornblende och biotit, delvis i malmkornen (Ti-haltig magnetit). Strukturen är starkt kata klastisk, de större kornen, i synnerhet plagioklastaflorna, äro sönderknäckta och granulerade i kanterna. Såväl strukturellt som till sin mineralsammansättning är denna »prebottniska» kvartsdiorit t. o. m. i minsta detaljer så lik den »yngre», särskilt den basiska gränsmodifikationen vid siffrorna 2 och 3, att bergarternas skiljande på rent petrografiska grunder är omöjligt. Den »prebottniska» dioriten är äfven till sin kemiska sammansättning, såsom framgår af analysen III, praktiskt taget identisk med denna basiska gränsmodifikation (anal. II), hos den »yngre» dioriten. Såsom petrografisk typ kan sålunda den »prebottniska» dioriten vid siffran 1 lika väl som den till »yngre» diorit hörande gränsmodifikationen vid siffrorna 2 och 3 betraktas såsom en differentiationsprodukt ur samma magma som den något acidare kvartsdioriten i »gneisgranit»-massivet (jämf. särskildt de OSANN'ska talen under analystabellen). Äfven om man tager i betraktande, att fullkomligt identiska bergarter kunna uppträda i skilda geologiska formationer, så är dock frånvaron af strukturella olik-

heter, i synnerhet angående metamorfosens grad, mellan den »yngre» och »äldre» dioriten påfallande. De skulle ju enligt prof. Sederholm skiljas af en sedimentationsperiod, hvarunder äfven metamorfosen borde hafva hunnit inverka.

Denna likhet förklarar prof. Sederholm i sin uppsats så, att dioriten (»kvartsdioriten l. hornblendegraniten») NE om siffrorna 2 och 3 i själfva verket ursprungligen varit den äldre dioriten, som senare under den postbottniska tiden impregnerats med aplit, hvarigenom den blifvit palingent eruptiv och sålunda kunnat genomsätta skiffern. Att de relativt smala och glest uppträdande gångbergarterna (»apliterna») skulle förmått omvandla hela dioritmassan i magmatiskt tillstånd förefaller dock osannolikt. Likaså skulle man vänta, att dioriten här, ifall den blifvit på detta sätt impregnerad med aplit, skulle skilja sig från den oomvandlade, »prebottniska» dioriten mera än analyserna (II och III) utvisa. Gångbergarterna äga också ganska skarpa gränser, utan att visa tecken till en intim impregnation i den omgifvande hufvudbergarten. Slutligen visar den mineralogiska sammansättningen af dessa »apliter» eller rättare dioritporfyrer (jämf. vidare s. 202) så stor släktskap med dioriten, att de naturligast kunna anses för denna åtföljande gångbergarter, och följaktligen icke såsom förorsakare af dioritens eventuella palingenes. Prof. Sederholm medger äfven i sin uppsats (s. 191), att bevisen för palingenes icke äro »fullständiga». Från prof. Sederholms synpunkt sedt är det dock nödvändigt att fasthålla vid palingenesen, emedan kontaktbreccians sedimentära natur — hvars bevisande just är hufvudändamålet med prof. Sederholms uppsats — *utan palingenes* icke kan konsekvent genomföras.

Breccian förekommer nämligen med typisk beskaffenhet också utanför den »prebottniska» kalotten: vid siffrorna 4, 5 och 6. Från 6, där dioriten ingår som brottstycken i breccian, kan breccian utan afbrott följas till siffran 2, där den bildar gångar i skiffern. Vidare finner man vid närmare undersökning af den lilla dioritlinsens gränser vid siffran 7 (där dioriten på

grund af sin brecciestruktur af prof. SEDERHOLM betecknats som prebottnisk, att dioriten äfven här förhåller sig intrusivt gentemot skiffern. Skiffern innehåller nämligen i linsens närhet några (5—10 cm breda och t. o. m. ett par meter långa) böjda och starkt pressade ådror af dioriten. I SE:a ändan af linsen är gränsen mycket oskarp, i det dioriten här intimt inträngt i skiffern, bildande en blandningsbergart med denna.

Äfven vid själfva den »prebottniska» diorithällens gränser finnas ställen, där dioritens yngre ålder gentemot skiffern kan observeras. Gränsen mellan diorit och skiffer är nämligen icke så enkel som den tidigare, af mig upprättade, kartan anger. Kontakten har i själfva verket det utseende, som återges af Tafl. 2.[1] Dioriten visar här ställvis »brecciestrukturen» med skarpa gränser emot skiffern, ställvis åter är gränsen otvetydigt instrusiv med ådergneisartade, vresiga blandningsbergarter och inneslutningar af skiffern i den eruptiva bergarten (t. ex. NE om siffran 1). SW om siffran 1 finnes i skiffern en öfver 10 m lång och c. 0,5 m bred gång af diorit, delvis med »brecciestruktur».

Dessa motsägelser ökas ytterligare däraf, att i skiffern omkring siffran 1 utbildats en exogen kontaktzon. På något afstånd från dioriten är skiffern ljusgrå till mörkgrå, finkornig samt genomgående *utprägladt skiffrig*. Under mikroskopet visar den sig bestå väsentligen af kvarts, plagioklas, biotit något mikroklin samt innehåller därjämte granat, apatit, malmkorn och, som omvandlingsprodukter i plagioklasen, muskovit och epidot. Plagioklasens sammansättning varierar mellan $Ab_{80}An_{20}$—$Ab_{60}An_{40}$ i skilda preparat. Strukturen karakteriseras af emot hvarandra skarpt begränsade, polygonala kvarts- och fältspatkorn med emellan dem inklämda biotittaflor. Dessas subparallella läge och därjämte anordningen af kvarts- och fältspatkornens längdaxlar i samma riktning framkallar en

[1] På klichén blef endast gränslinjen mellan diorit och skiffer omkring siffran 1 korrigerad, medan beteckningarna icke förändrats.

typisk kristallisationsskiffrighet. Denna beskaffenhet visar skiffern ställvis ända till dioritens omedelbara kontakt, men för det mesta äro såväl mineralsammansättningen som i synnerhet strukturen och texturen förändrade inom en vanligen 10—20 cm, undantagsvis 0,5 m bred zon från gränsen. Skiffern består här af rikligt kvarts med plagioklas, biotit, obetydligt grönt hornblende samt hyser ännu aksessoriskt titanit och apatit. Plagioklasens sammansättning går ned till $Ab_{55}An_{45}$. Biotithalten har betydligt förminskats. Strukturen har förändrats så, att kvarts- och fältspatkornen bilda oregelbundna i hvarandra inflätade korn med hakiga gränser, och biotittaflorna genomsätta kvarts- och fältspatkornen, medan de i den »oförändrade» skiffern ligga inklämda mellan dessa. Detta antyder, att kvarts och fältspat blifvit omkristalliserade, medan biotittaflorna, som i några preparat fortfarande visade sig hafva förblifvit i subparallellt läge, antagligen äro rester från ett tidigare stadium: den kristallisationsskiffriga skiffern. Ehuru sålunda under mikroskopet en otydlig parallelltextur, förorsakad af biotiten, ännu kan skönjas, äger bergarten makroskopiskt karaktären af en fullkomligt *massformig, tät och kompakt hornfels.* Och emedan denna förekommer endast omedelbart emot skiffern, anser jag den vara bildad genom dioritens kontaktinverkan.

Nu finnes det i dioriten ända till meterlånga slingrande och med hvarandra anastomoserande ådror, hvilka utstråla från den omgifvande skiffern (fig. 1). Dessa ådror äga makroskopiskt samma täta, felsitiska, massformiga beskaffenhet som den ofvan beskrifna, kontaktmetamorfoserade skiffern. Emedan de därför synbarligen hafva bättre än dioriten kunnat motstå förvittringen, bilda de uppstående valkar i bergytan. Under mikroskopet ser man, att kvartshalten har ökats, medan biotiten nästan h. o. h. försvunnit, så att den obetydliga halten af femiska mineral nästan enbart bildas af ett grönt hornblende. Plagioklasen äger ännu mera basisk sammansättning, ända ned till $Ab_{20}An_{80}$. Dessa ådror äro äfven

mikroskopiskt *fullkomligt massformiga.* Hufvudbeståndsdelarna, kvarts och plagioklas, äro på samma sätt försedda med hakiga gränser och inflätade i hvarandra som i den kontaktmetamorfoserade skiffern. Denna struktur har ingenting gemensamt med skifferns struktur omkring dioriten. Längre bort från gränsen öfvergå ådrorna i nästan ren kvarts.

Därigenom att dessa ådror blifva allt talrikare uppstår den »typiska» breccian, hvilket framgår ur öfvergången från dioritkuppens (omkring siffran 1) SE:a gräns mot SW och vidare mot W. För att få en riktig uppfattning af breccians beskaffenhet

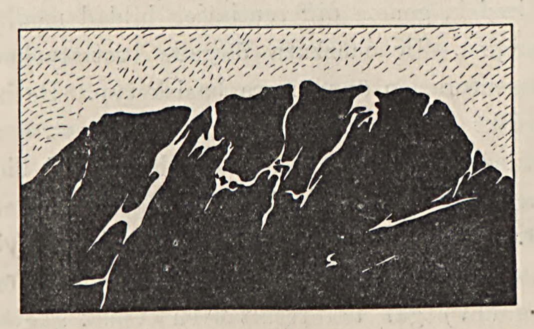


Fig. 1. Felsitiska ådror i dioriten, utstrålande från skiffern. SE om siffran 1 på kartan. Svart betecknar diorit, hvitt de felsitiska ådrorna och skifferns felsitiska randzon, streckadt skiffer (skiffrig). Skala 1 : 30.

måste man egentligen se den på själfva stället. Jag afstår därför här från längre beskrifningar, i synnerhet som prof. SEDERHOLM i sin senaste uppsats lämnat en sådan, och anför endast några egenskaper hos breccian, som för mig synas klargöra dess uppkomst. Man kan i breccian skilja hufvudsakligen mellan två element: »cementet» och brottstyckena. Det förra är mera enhetligt, medan de senare äga en mycket heterogen sammansättning.

Detta framträder redan på grund af den ljusare eller mörkare färgen hos brottstyckena. Ofta kan t. o. m. ett och samma fragment bestå å ena sidan af den ljusare, å andra sidan af den mörkare varieteten. De ljusa delarna likna makroskopiskt fullständigt den innanför breccian förhärskande dioriten. Mineralsammansättningen är densamma som hos denna, utom att

plagioklasen är långt mera basisk, ända ned till $Ab_{30}An_{70}$, och att den för rikligt granater. Plagioklasen innehåller som interpositioner amfibolnålar samt runda, poikilitiska korn af kvarts och nybildad plagioklas. Strukturen är här liksom i den förhärskande typen starkt kataklastisk. Man kan dock särskilja, att den genom nybildningar delvis förstörda plagioklasen (jfr fig. 5 i prof. SEDERHOLMS uppsats) bildar kors och tvärs gående, tjocka taflor (010), antydande en ursprunglig ofitisk struktur. Då denna typ genom mellanformer öfvergår i den förhärskande dioriten inne i kalotten, anser jag den vara en mera basisk, genom differentiation bildad modifikation ur samma magma. De mörkare färgade brottstyckena i breccian representera en ännu mera basisk typ. De bestå af en makroskopiskt nästan svart, småkornig bergart, som innehåller plagioklas ($Ab_{20}An_{80}$), rikligt hornblende och biotit, aksessoriskt mest titanit och malm jämte granat, apatit, kvarts och zoisit. Plagioklasen är äfven här fylld af nybildningar och förekommer som tjocka taflor liksom i den förra typen. En analys (IV) gaf till resultat en typisk gabbrosammansättning. Då dessa mest basiska brottstycken allestädes förekomma närmast skiffergränsen, anser jag, att de (före breccians bildning) äro genom differentiation utskilda från dioritmagman.[1] Denna metagabbro, som trots nybildningar och kataklas ännu har en karaktäristisk struktur, är skild från de mörka zoner, hvilka ofta omge brottstyckena emot »cementet» och bestå enbart af subparallellt anordnade hornblende- och biotitindivider. Liknande mörka zoner finnas ofta omkring basiska brottstycken i graniter. De mörkaste brottstyckena skulle enligt prof. SEDERHOLM vara bildade genom förvittring af den mera saliska dioriten. Förvittringen skulle resulterat i en anrikning af »oxidhydrater», och brottstyckena skulle på detta sätt hafva »blifvit rikare på femiska mineral

[1] C:a 2 km mot SE från Naarajärvi förekomma i dioriten nära skifferns kontakt oregelbundna, ända till 5 dm mätande sliror af likadan metagabbro, som består hufvudsakligen af hornblende och plagioklas ($Ab_{17}An_{83}$).

vid den därpå följande regionalmetamorfosen. Huruvida förvittringsprocesserna under arkäisk tid varit sådana, att de kunnat åstadkomma detta, kan man naturligtvis icke säga. Men det är dock icke endast anrikningen af femiska mineral, som karakteriserar öfvergången mellan dessa bergarter och på samma gång antyder differentiation, ty äfven plagioklasen öfvergår samtidigt från en sur andesin ($Ab_{60}An_{40}$) i dioriten genom labrador ($Ab_{30}An_{70}$) till bytownit ($Ab_{20}An_{80}$) i gabbron. De af nybildade kvarts- och plagioklaskorn genomsållade plagioklastaflorna i gabbron äga ej heller det utseende, som skulle känneteckna förvittring, utan de äro karakteristiska för den omvandling, som fältspaten i basiska bergarter undergår vid kontaktmetamorfos.[1] Anrikningen af kalcium står f. ö. i motsats till den vanliga gången af förvittringsprocesser. Trots stora afvikelser i andra hänseenden synes nämligen kalcium vid förvittringen i allmänhet blifva bortförd.[2] Dessutom vore det ju en underbar tillfällighet, om förvittringen af en diorit skulle ge till resultat en öfvergång till gabbro. Epidotmineralen i brottstyckena kunna knappast heller anföras som bevis för en under arkäisk tid försiggången förvittring, ty det är ju föga sannolikt, att dessa eventuella förvittringsprodukter ännu, efter den metamorfos, som omvandlat det (enligt prof. SEDERHOLMS uppfattning) ofvanpå dioriten aflagrade sedimentmaterialet till glimmerskiffer, fortfarande skulle antingen förblifvit oförändrade eller gifvit upphof till bildningen af dessa mineral. Epidotmineralen bilda idiomorfa prismer och synas hufvudsakligen bestå af klinozoisit med isomorfa skikt af pistazit. Äfven i »cementet och t. o. m. i skiffern ser man korn af klinozoisit, hvarvid plagioklasen alltid är mycket basisk. Epidotmineralens uppträdande är sålunda förbunden med förekomsten af en kalkrik plagioklas, som tydligen är en primär beståndsdel i dioritens gabbroida gränsfacies.

---

[1] Jämf. O. H. ERDMANNSDÖRFER i Jahrb. d. k. preuss. Landesanstalt, 25, 1904, s. 21.
[2] Jämf. t. ex. W. F. CLARKE: The Data of Geochemistry (1911). S. 462.

»Cementet» i breccian består väsentligen af kvarts och basisk plagioklas ($Ab_{40}An_{60}$—$Ab_{25}An_{75}$), samt af grönt hornblende som små oregelbundna korn här och där. Närmast gabbrobrottstyckena innehåller »cementet» rikligt zoisit samt enstaka poikilitiska diopsidindivider, hvilka dock till stor del omvandlats till uralitiskt hornblende. Aksessoriskt för »cementet» därjämte apatit, titanit, malmkorn och granat. Till sin struktur är det fullständigt likt de felsitiska ådrorna i dioriten på hällens E:a och SE:a sida. Texturen i det på detta sätt sammansatta »cementet» är under mikroskopet fullkomligt massformig, makroskopiskt kan den uppvisa en »fluidal» strimmighet. Däremot har jag icke observerat de »skiffer- och gneisartade» strukturer i »cementet», hvilka angifvas af prof. SEDERHOLM (s. 175). Genom att kvartshalten tilltager, särskildt i de tunnaste ådrorna, öfvergår »cementet» i nästan ren kvarts med det utseende, som fig. 6 i prof. SEDERHOLMS uppsats visar. — I nära samband med »cementet», som bildar tunna, slingrande ådror mellan brottstyckena, förekomma midt inne i breccian 2—3 dm mätande oregelbundna skifferpartier. I det prof. SEDERHOLM anser, att »cementet» består af sand, som runnit in mellan lössprängda dioritblock, anför han dessa skifferpartier som bevis för sin uppfattning, emedan de skulle representera »större partier af kvartsitiskt skiffermaterial, som utfyller mellanrum mellan bollarna och här visar en utpräglad skiktning — — —». Sålunda framställer fig. 3 i prof. SEDERHOLMS uppsats ett parti af breccian, på hvilket ställe äfven en »sandstensgång»-liknande utfyllning (de vertikala strimmorna) skulle förekomma. Det förefaller mig emellertid osannolikt, att sand som rinner in i ett stenröse skulle kunna bli skiktad, att så stora mellanrum mellan de lössprängda blocken skulle finnas, som figuren anger, och att skiktningen i en sandstensgång skulle löpa parallellt med gånggränsen. Emedan nyssnämnda figur afbildar förhållandena ganska schematiskt, meddelar jag från samma ställe motstående bild (fig. 2), som är ritad i skalan 1 : 10 med tillhjälp af 10

cm rutor. Skiffern (s) på prof. SEDERHOLMS afbildning (öfverst till höger) är icke den omgifvande skiffern utan ett isoleradt parti från denna liksom äfven de andra med s betecknade partierna midt inne i breccian. Skiktning har jag icke kunnat observera i dem, och i alla händelser är deras strimmighet helt olika den äkta skiktning, som förekommer i skiffern å det kartlagda områdets SE:a del (jfr fig. 9 i prof. SE-

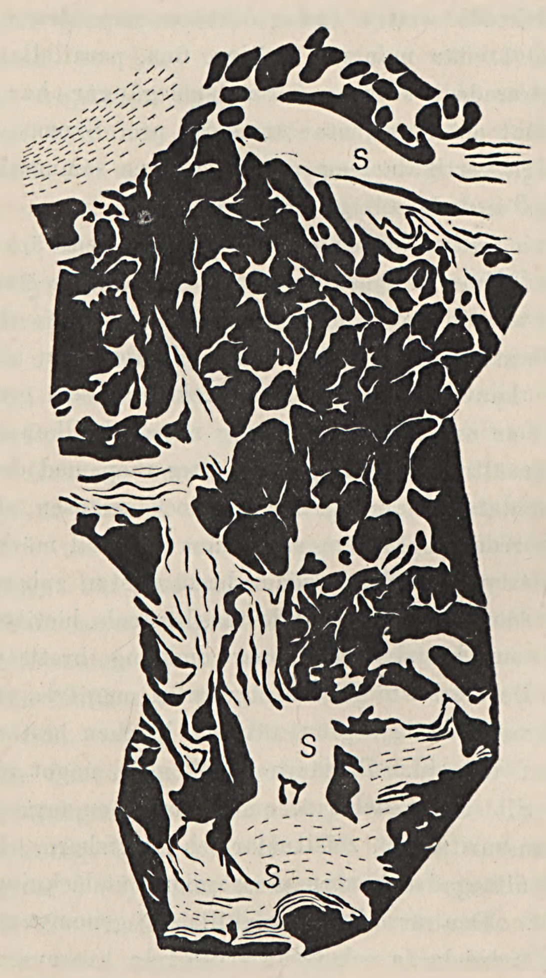


Fig. 2. Parti af breccian, NNW om siffran 1. Beteckningen densamma som för fig. 1. Skala 1 : 30. S. betecknar samma ställen som motsvarande bokstaf å fig. 3 i prof. SEDERHOLMS uppsats.

DERHOLMS uppsats). Tvärtom äga skifferpartierna i breccian under mikroskopet en liknande massformig textur och hornfelsstruktur, som kännetecknar den omvandlade skiffern på hällens E:a sida. Den makroskopiskt synliga »skiktningen» har synbarligen uppkommit därigenom, att tunna dioritådror trängt in mellan förskiffringsplanen i skiffern. De »psammitiska» skikten visa sig nämligen under mikroskopet bestå af diorit. Sådant »skiktadt cement» finnes också annorstädes, t. ex. SW om siffran 1, där man ser tydliga, fina, parallella ådror af diorit, injicerade i skiffern. »Sandstensgångar» har jag icke heller kunnat observera, utan äro de på prof. SEDERHOLMS teckning synliga vertikala »cement»-strimmorna sammanhängande och analoga med det öfriga »cementet».

Gränserna mellan »cementet» och brottstyckena äro icke alltid skarpa. Från de ljusaste brottstycken finnas öfvergångar till »cementet», hvilket under mikroskopet synes därpå, att dioritens beståndsdelar, i synnerhet plagioklasen, blifva granulerade i kanterna och till sist förekomma som grofkorniga aggregat i en omgifvande finkornig massa, hvilken äfven till sin sammansättning småningom smälter ihop med det kvartsrika »cementet». Öfvervägande är dock gränsen skarp och framträder redan makroskopiskt genom en smal mörk zon omkring brottstycket. Dessa zoner bestå nästan enbart af subparallellt anordnade hornblendestänglar och biotittaflor, påminnande om basiska randzoner omkring brottstyckena i graniter. De mörkaste gabbrofragmenten omgifvas ytterligare af en makroskopiskt ljusgrön, tät zon, hvilken består hufvudsakligen af diopsid. Därjämte förekomma något plagioklas, som dock till största delen är omvandlad i en aggregatpolariserande saussuritmassa, zoisitnålar och kvartskorn. Diopsiden är svagt gulfärgad och utan pleochroism; utsläckningsvinkeln c : c = 40°. Den är rikligt poikilitiskt genomvuxen af de andra beståndsdelarna och visar äfven från hvarandra h. o. h. isolerade, parallellt orienterade snitt, tydligen tillhörande en och samma individ. Diopsidzonen gränsar emot gabbron i en

skarp linje, som utmärkes af tätt liggande hornblendestänglar. Däremot öfvergår den småningom i »cementet», sålunda utgörande en endogen kontakt af detta emot brottstyckena.

Vid »cementets» gränser emot den omgifvande skiffern upprepas samma förhållande, som redan beskrifvits från kontakten på E:a och SE:a sidan. Skifferns mineralsammansättning närmast breccian är: väsentligen kvarts, plagioklas, biotit; aksessoriskt granat, zoisit, epidot, apatit och malmkorn. — Plagioklasen är här mycket basisk, varierande emellan $Ab_{20}An_{80}$—Ab_5An_{95}. Epidot och zoisit bilda små idiomorfa nålformiga kristaller. Närmast cementet är skiffern äfven här felsitisk och makroskopiskt massformig, men visar mikroskopiskt en väl framträdande kristallisationsskiffrighet, förorsakad af de strängt parallella biotitlamellerna. Granaten bildar porfyroblaster, hvilka synbarligen äro nybildningar, då parallellstrukturen omkring dem alltid är förstörd, utan att de själfva äro sönderkrossade. Äfven omgifvas granaterna af »tomrum», i hvilka biotiten är försvunnen. Emellan »cementet» med massformig textur och skiffern finnes sålunda en skarp kontrast. Gränsen emellan dem är ställvis öfvergångsartad, ställvis på en sträcka af flere meter längs kontakten så skarp, att den t. o. m. under mikroskopet tydligt framträder. Kontrasten ligger här icke endast i den olika texturen utan äfven i mineralsammansättningen. Kvarts-plagioklasbottnen är visserligen densamma (t. o. m. plagioklasens sammansättning), men medan biotiten är det dominerande femiska mineralet på skifferns sida, fattas den däremot totalt i »cementet», och i dess ställe förekommer närmast gränsen amfibol. Amfibolen äger än mörkgröna — gula absorptionsfärger ($\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$) och en utsläckningsvinkel $c : \mathfrak{c}$ $18°$—$19°$, än är den mycket ljus ($/\!/ \mathfrak{c}$ gulgrön, $/\!/ \mathfrak{a}$ ljusgul), medan utsläckningsvinkeln $c : \mathfrak{c}$ endast utgör $12°$. Amfibolstänglarna äro orienterade strålformigt, så att de bilda mycket trubbiga vinklar emot gränsytan. De äro genomsållade af poikilitiska kvarts- och plagioklaskorn, och ofta äro från hvarandra isolerade korn så noggrant

parallellt orienterade, att de måste anses tillhöra en och samma individ (fig. 3). Denna struktur, den skarpa gränsen och amfibolstänglarna emot gränsytan, representerande en endogen kontakt, kunna knappast förklaras på annat sätt, än att cementet har kristalliserat ur magma. En utpräglad, regional kontaktmetamorfos, som ju också kunde åstadkomma en sådan implikationsstruktur, kan här icke komma i fråga, emedan företeelsen är begränsad till endast den smala kontaktzonen. Ytterligare framgår ur det ofvan sagda, att »cementet» måste vara en yngre bildning än skiffern och ingalunda

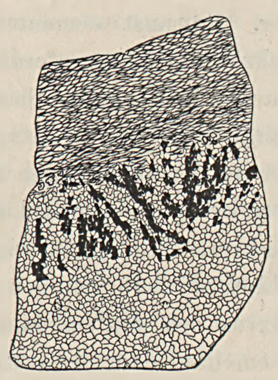


Fig. 3. Endogen kontakt af »cementet» (nederst) med poikilitiska hornblendestänglar (svart) emot skiffern (skiffrig). Förstoring 2,5 ggr.

samtidig därmed, såsom prof. SEDERHOLMS tolkning fordrar. Skifferns kristallisationsskiffrighet förutsätter inverkan af tangentiellt tryck (Stress) redan före bildningen af »cementet», som äger fullt massformig textur, d. v. s. skiffern har varit skiffrig redan före »cementets» utkristallisation. Huruvida diabashornfels-strukturen i gabbrobollarna förorsakats af »cementets» eller redan tidigare genom dioritens inverkan, kan icke afgöras. Bildningen af den ofvan beskrifna diopsidzonen omkring gabbrobollarna torde däremot rättast tillskrifvas »cementets» inverkan på gabbron.

Emedan »cementet» sålunda visar sig vara en magmabergart, men å andra sidan äfven står i nära samband med skiffern, i det »cement-ådrorna tränga in i dioriten såväl från

den omgifvande skiffern som från skifferpartier inne i breccian (jfr fig. 1 och 2), anser jag den sannolikaste förklaringen till breccians bildning vara följande: Dioritens inverkan på skiffern resulterade delvis i kontaktmetamorfos, delvis i uppsmältning (upplösning) af skiffermaterial. På de ställen, där utprägladt basiska gränsmodifikationer utskiljts emot afkylningsytan, blef skillnaden mellan den basiska eruptivbergartens (gabbrons) och det uppsmälta sura skiffermaterialets stelningspunkter så stor, att den förra stelnade tidigare och kunde genomträngas af det senare. I hvilken grad skiffermaterialet först införlifvats med dioritens magma och senare vid afkylningen utskiljts som acida sliror, eller om båda komponenterna ända från början blifvit oblandade, kan icke afgöras. En reaktion emellan dem är dock sannolik och antydes däraf, att »cementet» äger hvarken kvalitativt eller kvantitativt samma mineralsammansättning som skiffern.

Beskrifningar af liknande kontaktförhållanden emellan en yngre basisk eruptiv bergart och en äldre sur eruptiv- eller sedimentbergart föreligga från olika håll, och den teoretiska förklaringen är i hufvudsak densamma. Sålunda beskrifver prof. SEDERHOLM [1] från olivindiabasområdet vid Raumo i Finland ett granitbrottstycke, som sänder i diabasen »små fältspatrika ådror». På det citerade stället omnämner han, att samma förhållande förekommer vid rapakivigranitens och olivindiabasens gräns på Ulfön i det Ångermanländska rapakiviområdet. Synbarligen samma kontakt har senare beskrifvits af J. M. SOBRAL,[2] som anser, att bildningen af små mikropegmatiska ådror, utstrålande från gränsen och granitfragmenten i diabasen, måste tillskrifvas diabasens inverkan på graniten genom uppsmältning. Enligt A. GAVELIN [3] finnas

[1] Beskrifn. t. kartbl. »Tammerfors», s. 110—111.

[2] JOSE M. SOBRAL: »Contributions to the Geology of the Nordingrå region». Uppsala 1913, s. 119—123.

[3] A. GAVELIN: »Om relationerna mellan graniterna, grönstenarna och kvartsit-leptitserien inom Loftahammarområdet». S. G. U. Ser. C. N:o 224, s. 89—92. Jfr särskildt fig. 25.

i Loftahammarområdet inträngningar från omgifvande leptit och kvartsit i grönstenar, hvilka gångformigt genomsätta de förra och sålunda ursprungligen måste hafva varit yngre. W. S. BAYLEY[1] har gifvit en vidlyftig beskrifning öfver kontaktförhållandena mellan gabbro och kvartsiter från Pigeon Point i Minnesota. Genom gabbrons inverkan på kvartsiten har här bildats en finkornig acid bergart (»red rock»), hvilken genomsätter icke endast kvartsiten utan också gabbron.

Emedan prof. SEDERHOLM tilldelat ej blott breccian utan äfven gångbergarterna stor vikt för åldersindelningen, må äfven dessa sistnämnda här i korthet behandlas. Ifrågavarande gångbergarter äro ljusgråa till mörkgråa, småkorniga bergarter, bestående väsentligen af kvarts, plagioklas och biotit. Mikroklin förekommer i underordnad mängd; apatit, granat, zirkon, titanit och zoisit äro de vanligaste aksessoriska beståndsdelarna. Hornblende är för det mesta närvarande endast i små mängder eller saknas h. o. h. Plagioklasen är andesin med sammansättningen $Ab_{65}An_{35}$ till $Ab_{60}An_{40}$. Strukturen är starkt kataklastisk. Dock kan man se, att den ursprungliga strukturen varit porfyrisk med ända till 5 *mm* långa porfyriska plagioklastaflor. Biotiten förekommer samlad i större grupper, hvilka makroskopiskt synas som mörka prickar. Dessa bergarter motsvara alltså närmast dioritporfyriter och äro sannolikt själfva dioriten åtföljande gångbergarter. De genomsätta både breccian (vid siffran 5) och dioriten såsom kors och tvärs löpande, ganska skarpt begränsade gångar och ådror. Emedan prof. SEDERHOLM anser, att dessa »apliter» palingenetiskt öfverfört dioriten i magmatiskt tillstånd, så att den (mellan siffrorna 2 och 3) kunnat tränga in i skiffern, är det af vikt att betona, huru gångarna uppträda vid denna intrusiva gräns. De öfvertvära nämligen skarpt själfva dioritens gångar, hvilka löpa parallellt med skifferns skiffrighet, och kunna följaktligen icke sättas i samband med denna tidigare intrusion, än mindre hafva förorsakat

[1] W. S. BAYLEY i Bull. of the U. S. Geol. Surv. n:o 109, 1893.

denna. Från dessa dioritporfyriter skiljer sig den gång, som genomsätter den »prebottniska» dioriten SE om siffran 1, hufvudsakligast genom en högre halt af hornblende och granat. Då det nu bevisligen finnes gångbergarter något yngre än dioritens intrusion i skiffern, förlorar ju också denna gång sin betydelse som »filum labyrinthi» (sid. 187 i prof. SEDERHOLMS uppsats) i de motsägelser, hvilka uppstå genom antagandet, att breccian vore en sedimentär bildning. Prof. SEDERHOLM anser metabasitgångarna vara ursprungliga effusivbergarter och äldre än »de yngre granitisationsföreteelserna», sålunda äfven äldre än den ofvannämnda gången SE om siffran 1, samt anför detta som bevis för åldersindelningen (s. 178). Metabasitgångarna skulle nämligen härstamma från det skede, då den »prebottniska» dioriten låg upplyftad närmare jordytan. Hvarken för deras natur af ursprungliga effusivbergarter eller för deras höga ålder gentemot den omnämnda gången finnas emellertid några bindande bevis. För det första äro de redan omkristalliserade till plagiamfiboliter, och för det andra äro de icke anträffade i kontakt med andra gångbergarter. Huruvida pegmatiterna, bestående hufvudsakligen af kalifältspat och kvarts, kunna sammanföras med dioriterna är osäkert. Pegmatiterna uppträda som allra yngsta bildningar i trakten och hafva för åldersindelningen ingen betydelse.

Anmälanden och kritiker.

NIELSEN, K. BRÜNNICH. Om det i Københavns Havn ved Knippelsbro fundne yngste Danien. — Medd. Dansk Geol. Forening. Nr 16. Bd 3. S. 463—474. Kbhvn 1910.

I Köpenhamn och dess omedelbara närhet utgöres den fasta berggrunden af yngsta danien och paleocen. Detta senare öfverlagrar danienbildningarna diskordant, men denna diskordans är mycket obetydlig, hvilket visas däraf, att några arter gå upp från kritan till tertiären. Daniens yngsta del, zonen med *Crania tuberculata*, består af bildningar med ganska olika utbildning, och åtskilliga af dess fossil ingå rullade i tertiärens bottenkonglomerat, men dessutom gå enstaka arter upp i densamma.

Genom detta arbete ha ytterligare stöd frambragts för, att den paleocena transgressionen i Köpenhamnstrakten betecknar endast en obetydlig diskordans. Vid muddringsarbeten vid Knippelsbro i Köpenhamns hamn har man nu på c:a 30 fots djup nått en tät hvit kalksten, som var mycket rik på fossil. Hufvudmängden af fossilen äro de för *Crania tuberculata*-zonen karakteristiska och därifrån eller från andra danienbildningar kända, t. ex. *Ananchytes sulcatus*, *Crania tuberculata* och *Terebratula lens*; särskildt märkas dock en del kräftdjur, både krabbor och långsvansade kräftor, som tyckas vara nya för Danmarks krita. Af fossil, som gå upp i tertiär, finnas här *Lima testis* GRÖNW. och HARDER, en art, som har stor utbredning i Danmarks paleocen, *Argiope scabricula* V. K. och *Bourgueticrinus* sp.

I några stycken af kalken finnas rester af mörka märgelaktiga bildningar, som påminna om paleocenens öfverlagring öfver kritkalken vid Klagshamn, ett ytterligare stöd för författarens åsikter om denna kalkbildning som en del af allra yngsta kritan, diskordant öfverlagrad af paleocen.

K. A. G.

BONNESEN, E. P., BØGGILD, O. B. og RAVN, J. P. J. — Carlsbergfondets Dybdeboring i Gröndals Eng vid København 1894—1907 og dens videnskabelige Resultater, med 8 Tavler, udgivet paa Carlsbergfondets Bekostning. — København 1913. 4o.

Denna här omtalade borrning leddes af professor N. V. USSING, men vid dennes död 1911 var redogörelsen tyvärr icke färdig, hvarför det

slutliga utarbetandet och redaktionen af denna uppdrogs åt museumsinspektör J. P. J. RAVN, som har affattat de delar af arbetet, som behandla borrningens historia, dess geologiska och paleontologiska resultat samt temperaturmätningarne; professor BONNESEN har beskrifvit borrningens tekniska utförande, och professor BØGGILD har lämnat den petrografiska och kemiska beskrifningen af bergarterna.

Man nådde i denna borrning ett större djup, än man hittills någonstädes uppnått inom Skandinavien, nämligen 861 m, men det oaktadt trängde man icke ens igenom senonen, den näst yngsta afdelningen af kritsystemet. Jämförelsen af denna borrnings resultat med hvad vi känna om Skånes kritsystem, ger oss dock i många afseenden ökad klarhet öfver vår kritas geologiska historia, så att den är af allra största vikt för förståelsen af Skånes geologiska byggnad.

Borrningen påbörjades 1893 för att skaffa vatten åt Frederiksberg, Köpenhamns grannkommun, men resultatet var i detta afseende ganska klent, och borrningen afstannade vid ett djup af c:a 62 m. Då lyckades entreprenören för borrningen, ingenjör MARIUS KNUDSEN, att intressera dåvarande docent N. V. USSING för att i vetenskapligt syfte fortsätta borrningen; närmaste målet var då att tränga igenom skrifkritan, hvilken som bekant är den äldsta i dagen gående bildning i Danmark (Bornholm undantaget). USSING erhöll då i mars 1894 från Carlsbergfonden ett anslag på 12 000 kronor för detta ändamål. Emellertid visade denna summa sig vara otillräcklig, men senare beviljade Carlsbergfondens styrelse upprepade anslag, så att, då borrningen 1907 afslutades, hade denna fond inalles utbetalt 129,868 kr. 14 öre till borrningen, hvartill kom 15,722 kr. 50 öre, som beviljades af staten och andra fonder, så att kostnaderna för borrningen inalles uppgingo till 145,590 kr. 64 öre, oberäknadt omkostnaderna för den vetenskapliga undersökningen och publikationen af resultaten.

Borrningen var började som mejselborrning med en mejsel af 24 tums bredd, d. v. s. 628 mm. Denna metod bibehölls under hela arbetet, men mejselns bredd minskades så småningom till 9 tum, (235 mm). Borrmetoden måste dock sägas vara relativt ofullkomlig, och talrika missöden försenade arbetet; dessutom erhölls det material af de genomborrade lagen, som pumpades upp, i form af lösryckta småstycken, som endast sällan innehöllo bestämbara fragment af fossil.

Det mål, man närmast hade satt sig, nämligen att tränga igenom *skrifkritan*, uppnåddes ganska snart, om man endast tager skrifkrita i strängt petrografisk betydelse. De bergarter, som man borrat igenom, voro följande:

Från ytan	till 11 m:	Torf, sand och lera	11 m
» 11 m	» 38 m:	Saltholmskalk med flinta	27 m
» 38 m	» 290 m:	Skrifkrita med flinta	252 m
» 290 m	» 534 m:	Hvit kalksten utan flinta	244 m
» 534 m	» 861 m:	Grå skiffrig märgel med inlagringar af hvit kalksten	327 m
			861 m

Den paleontologiska undersökningen af materialet visade, att hela den lagerserie, som är äldre än danien, tillhörde *senon* och till och med för den vida största delen af densamma eller till ett djup af 660 m, den yngsta delen af senonen, nämligen zonen med *Belemnitella mucronata*. På grund af bergarternas petrografiska beskaffenhet var man i begynnelsen böjd att antaga, det man nått ned till ännu äldre delar af kritformationen, till *turon*. I den nedre delen af borrprofilen, på ett djup af 831 m, fann man en belemnit, *Belemnitella lanceolata* v. SCHLOTH. sp., som är känd från Englands quadratuskrita, d. v. s. i bildningar till åldern svarande emot vår mammillatuskrita, äfvensom en del andra fossil, som också pekade åt samma håll.

Det stratigrafiska resultatet af denna djupborrning är sålunda, att kritans öfre zoner ha en betydligt större mäktighet, än man förr trott, men det resultat, som man hoppats skola erhålla, nämligen konstaterande af kritsystemets mäktighet här och dess underlag, uppnåddes icke.

Man har underkastat de erhållna profven noggranna kemiska och petrografiska undersökningar, som gifvit intressanta resultat med hänseende till mängden af terrigent material i dem. I det stora hela aftager mängden af detta nedifrån uppåt, men vid 660 meters djup ungefär uppträder på nytt större mängd af terrigent material och detta till på köpet mera grofkornigt, än det var längre ned i lagerserien. Härifrån aftager det sedan ganska jämnt, till dess det når sitt minimum i den typiska skrifkritan omedelbart under saltholmskalken. Detta förhållande tydes naturligt nog sålunda, att hafsbottnen här varit stadd i regelbunden sänkning till ungefär den tid, som representeras af bildningarna från 660 meters djup, d. v. s. gränsen mellan quadratus- och mucronatakrita. Ungefär vid denna inträffade en höjning, hvarpå en ny sänkning inträdde, som fortfor till inemot senonepokens slut. RAVN jämför resultaten af denna undersökning med den profil, som HENNIG inom Kristianstadsområdet upptagit vid Råbelöfssjöns östra sida. HENNIG har genom noggrann petrografisk och kemisk analys af kritbergarterna påvisat, att här en sänkning af hafsbottnen försiggått under tiden för bildningen af mammillatuskritan och en del af mucronatakritan; just vid öfvergången mellan dessa två perioder har sänkningen dock för en kortare tid blifvit afbruten af en höjning.[1]

Ett resultat af allmänt geologisk betydelse har erhållits i denna borrning, därigenom att noggranna temperaturbestämningar företogos. Vid borrhålets botten, på 861 meters djup, var temperaturen 27° C, så att höjningen af temperaturen skedde med 1° C för 46,1 meter; detta är ett högt värde på det geotermiska måttet.

Om också arbetet genom denna redogörelse tillsvidare må anses afslutadt, hyser man dock i Danmark förhoppningar om, att samma frikostiga institution, som hittills bekostat denna borrning, också skall be-

[1] Skulle icke möjligen i sydöstra Skåne Tosterupskonglomeratet representera samma kortare landhöjning (Anm. af ref.).

vilja medel till dess fortsättning. Borrhålet förefinnes i sådant skick, att arbetet kan fortsättas utan vidare besvärligheter. Naturligtvis skulle borrningen i händelse af fortsättning utföras som kärnborrning. Man må lifligt hoppas, att det då skulle lyckas att nå ned till kritsystemets underlag.

K. A. G.

GRÖNWALL, K. A. **Frågan om djupborrningar i Skåne.** — S. G. U. Ser. C. N:r 254 [också Årsbok 7 (1913): N:o 1]. Stockholm 1913. Pris 1.50 kr.

Vid föregående års riksdag blef genom motion af herr direktör M. SOMMELIUS denna fråga bragt på tal, men tyvärr fördes den icke till någon lösning. I föreliggande arbete samlades genom S. G. U:s försorg alla de geologiska data, som ha någon större betydelse för frågans bedömande, och lämnades en utförlig historik af ärendet. En omständighet, som här kan böra framhållas, är, att den här ofvan refererade redogörelsen för djupborrningen vid Köpenhamn just bragtes till afslutning, så att dess resultat i full utsträckning kunde åberopas både för uppskattningen af mäktigheten af Skånes kritlager, och för bedömandet af de ställen, där djupborrningar skulle ge största resultat såväl i praktiskt som teoretiskt afseende.

Redan vid 1900 års riksdag förekom detta ärende genom motion af konsul NILS PERSSON i Hälsingborg. Han åsyftade då en riksdagsskrifvelse, »att Kungl. Maj:t ville föranstalta om utredning, hvarest djupborrningar lämpligen kunde företagas, om kostnaden härför och att Kungl. Maj:t därefter af Riksdagen äskar nödiga medel härför.» Motionären framförde icke någon utförligare motivering, men af hans uttalanden framgick, att han först och främst tänkte på möjligheten att finna Skånes stenkolsförande bildningar på andra ställen än de dåvarande fyndorterna, t. ex. under kritan; äfvenledes ansåg han den möjligheten icke vara utesluten, att också permiska saltförande lager kunde anträffas. Riksdagens statsutskott och sedermera Kungl. Maj:t framskaffade utlåtanden af sakkunniga, nämligen professorerna NATHORST och TÖRNEBOHM. Dessa utgingo delvis från olika synpunkter, i det att den senare ansåg hufvuduppgiften vara att få utrönt, hvad som underlagrade sydvästra Skånes kritområde, och i första rummet föreslog ett borrhål så långt som möjligt från kritformationens nordöstra gräns, i närheten af Trelleborg, hvilket borde beräknas fördt ned till 1,500 meters djup, medan den förre ansåg, att man borde genomborra kritan på ett ställe, som låg i närheten af nordvästra Skånes stenkolsfält, samt föreslog trakten af Kjeflinge. Bägge uttalade sig mycket tviflande om möjligheten, att under Skånes kolförande bildningar anträffa permiska saltlager eller andra dittills i Skåne okända lager af ekonomisk betydelse. Dåvarande statsrådet och chefen för jordbruksdepartementet ansåg sig på grund af dessa uttalanden icke

böra tillstyrka Kungl. Maj:t att för närvarande af riksdagen äska anslag till djupborrningar i Skåne och södra Halland. Bland skälen för detta yrkande framfördes särskildt, att de sakkunnige stannat i olika meningar angående platsen för det viktigaste af borrhålen, det som skulle utforska sydvästra Skånes kritfält.

Frågan fick sedan hvila till 1913 års riksdag, då den, som nämndt, åter kom upp till behandling. Jordbruksutskottet fick motionen sig hänskjuten, och chefen för S. G. U. lät då utarbeta en framställning i saken till ledning för utskottet samt satte sig i förbindelse med de geologer, som ägde speciell fackkunskap om Skånes geologi, för att möjligen åvägabringa ett enigt och autoritativt uttalande i frågan. Jordbruksutskottet afstyrkte och bägge kamrarna afslogo motionen.

Här refererade arbete behandlar först i kap. 1 Skånes geologi med särskild hänsyn till formationernas mäktighet och förkastningarnas betydelse, därnäst i kap. 2 frågans historik, som ofvan framställts, under det att i kap. 3 redogöres för de ekonomiskt viktiga bildningar i angränsande land, som kunde tänkas finnas genom borrningar i Skåne och som föresväfvat förslagsställarne. Af dessa afsnitt kräfver det första här ingen närmare behandling och det sista endast i allra största korthet. Karbonformationens stenkolsflötser finnas på närmaste håll dels i England, dels i Tyskland i Westfalen, Sachsen nära Halle och Niederschlesien. Bergarter tillhörande den icke produktiva karbonformationen finnas visserligen på något närmare håll t. ex. i Harz. *Perm*-formationen behandlas något utförligare, i det att efter tyska källor, hufvudsakligen »Deutschlands Kalibergbau» utgifven af Preussens geologiska »Landesanstalt», lämnas en karta öfver zechstenshafvets utbredning och Tysklands kaligrufvor m. m. Den nordgräns, man antager för zechstenshafvet, har för oss ett visst intresse, dess förlopp är följande: genom södra Schleswig går den söder om danska öarna och Bornholm samt i sydliga delen af östra Östersjön, där den träffar kusten mellan Memel och Libau. I nordliga delen af detta antagna område för zechsten förekomma här och där saltkällor, som man antager leda sitt ursprung från zechstenslager på större djup. Norr om denna nordgräns för zechstenshafvet finnas tvenne källor med salt vatten, nämligen Sofiakällan vid Hälsingborg och en källa på västkusten af Bornholm mellan Rönne och Hasle. Dessa saltkällor antagas härröra från keuper eller lias, men en af de tyska geologer, som behandlat saltkällor i Nordtyskland, tyckes vara böjd att tillskrifva deras salthalt zechstensbildningar med saltlager på större djup. I hvarje fall böra dessa två saltkällor observeras, då de synas vara de enda och mycket svaga antydningarna för möjligheten af förekomst af zechstensbildningar i Skånes jord; yttermera föreligger ju ett motskäl i keuperns direkta öfverlagring öfver siluren i nordvästra Skåne.

Angående rät-lias framhålles, att i öfre delar af Skånes och Bornholms lias, hvilka ju skulle tänkas anträffas under kritlagren, finnas stenkolsflötser dels i sydöstra Skåne, vid Kurremölla, och dels på Bornholm, där stenkol brutits ända till c:a 1880, visserligen med ganska dåligt resultat.

I kap. 4 behandlas »sannolika resultat af djupborrningar i Skåne samt de lämpligaste platserna för dylika». Den första frågan, som här framställer sig till besvarande, är den om mäktigheten af de mesozoiska formationerna. Förf. kommer här till något högre siffror, än hvad man förr brukat antaga. För kritsystemet i sydvästra Skåne bli beräkningarna något olika, om man vill göra dem för den västliga eller den östliga delen af området. I förra fallet har man den ofvan refererade Köpenhamnsborrningen som utgångspunkt, och då kommer man till en minimisiffra af 1,000 *m* (sannolikt snarare 1,100—1,200 *m*); i senare fallet får man gå ut från den gamla borrningen vid Köpinge nära Ystad, som gick 450 *m* ned i sandsten och märgel, tillhörande kritformationen, och på detta grundlag beräknar förf. här mäktigheten af kritan till 700 *m*. För rät-lias beräknas också en högre mäktighet, hufvudsakligen på grund af den yngre ålder, som bör tillskrifvas lias i sydöstra Skåne; den anslås till 500 *m*, och keupern beräknas till 200 *m*. Sålunda skulle man för hela den skånska serien af mesozoiska bildningar beräkna en mäktighet af mellan 1,400 och 1,700 *m*.

För en djupborrning med mål att genomtränga så mycket som möjligt af mesozoiska bildningar bör man naturligtvis lägga borrhålet så långt från Romeleförkastningen som möjligt, och då ställer sig trakten af Trelleborg gifvet som den fördelaktigaste, allra helst då kritbildningarna här gå i dagen flerstädes och det för en diamantborrning är afgjordt fördelaktigast att kunna börja borrningen i fast klyft, utan att behöfva gå ned med ett schakt till denna. Emellertid bör man framhålla, att Köpenhamnsborrningen, oaktadt man af densamma kan draga säkra slutsatser angående Skånes krita, icke skulle göra en borrning här öfverflödig ens för den delen af kritsystemet, som man i denna genomträngde, då ju Köpenhamnsborrningen som mejselborrning icke på långt när gaf de resultat, som en kärnborrning skulle gifva.

Om man särskildt åsyftade, att få så utvidgad kännedom som möjligt om lias och äldre lager, hade man den lämpligaste platsen i östra delen af kritområdet, ungefär rakt norr om Ystad. Här går den äldsta delen af kritsystemet i Skåne, westfalicuskritan, i dagen, och här skulle man ha utsikt att på ringa djup nå kritsystemets botten och därunder lias och sedan rät och keuper. Med ett borrdjup af 1,000 *m* skulle man säkert kunna påräkna att genomtränga de mesozoiska bildningarna och nå siluren. Som lämpligaste plats här utpekas Kullemölla, där de äldsta kritbildningarna gå i dagen.

För borrningar inom nordvästra Skånes stenkolsområde och södra Hallands kritområde behandlas också möjligheterna för praktiska resultat, hvarvid man i Engelholmstrakten kunde tänka att nå rika kolflötser på större djup än 178 *m*, det största, man hittills gått ned i de stenkolsförande bildningarna här, och för Hallandsslätten kunde man hoppas att anträffa stenkolsförande bildningar under kritan.

Som enhälligt uttalande angående de önskvärda djupborrningar, som kunde väntas tillföra den geologiska kännedomen om Skåne mest nytt

och samtidigt lämna möjligheter för hittills obekanta bildningar af ekonomisk betydelse, framgick af öfverläggningar mellan de geologer, som yttrade sig i frågan, följande förslag »att Riksdagen, med uppskjutande till ett kommande år av frågan om en djupborrning till 2,000 à 2,500 *m* djup i sydvästra Skåne, måtte bevilja nödigt anslag för utförande av ett borrhål till 1,000 *m* djup i trakten af Kullemölla i sydöstra Skåne, ett borrhål till 500 *m* nära Höganäs, ett borrhål till 500 *m* i trakten av Ängelholm samt ett borrhål i sydligaste Halland till högst 200 *m* djup.»

Emellertid framgår af de uppgifter (kap. 5), som finnas tillgängliga, att man för närvarande förlägger den tekniska gränsen för grufdrift i sedimentära bildningar till 1,000—1,200 *m* och då måste ju fyndigheterna vara af betydande dimensioner. Angående den skånska stenkolsformationens flötser uttalar en auktoritet på området, att dessa svårligen med fördel skulle kunna »bearbetas på större djup än högst 250—300 *m* och detta endast under förutsättning, att vattentilloppet ej blir alltför kolossalt».

Utsikterna för stora ekonomiska resultat af djupborrningar i Skåne skulle sålunda icke kunna anses synnerligen lysande, men det vetenskapliga utbytet af sådana företag måste anses så stort, att det skulle motivera nedläggandet af äfven ganska betydande kostnader därpå. De kostnadsförslag, som inhämtades från olika borrfirmor (kap. 7), ge en föreställning om de stora summor, som erfordras för dylika företag. En borrning på 2,000 *m*[1] skulle tämligen säkert kunna utföras för 500,000 kr. (den summa, direktör SOMMELIUS föreslog i sin motion) och en sådan till 1,000 *m* torde kunna göras för 200,000 kronor. De fyra mindre borrningar, som föreslogos, skulle säkert kunna åstadkommas för 400,000 kronor.

K. A. G.

SVEN EKMAN: Studien über die marinen Relikten der nordeuropäischen Binnengewässer. II. Die Variation der Kopfform bei *Limnocalanus grimaldii* (de GUERNE) und *L. macrurus* G. O. SARS. Internat. Revue d. gesamten Hydrobiologie und Hydrographie. Bd VI, sidd. 335—372. Med en tafla.

De yttre existensvillkor, under hvilka de i bl. a. många af våra insjöar förekommande marina djuren fortlefvat, hafva, som bekant, förändrats, särskildt därigenom att vattnet från salt eller bräckt öfvergått till sött och temperaturen höjts. Hand i hand med dessa fysiska förändringar hafva de marina formerna — relikterna — om-

[1] Det djupaste borrhål, som hittills utförts, går ned till 2,240 *m*. Det finnes vid Gr. Czuchow i Oberschlesien.

gestaltats, i några fall t. o. m. så pass, att nya arter uppkommit. Detta i förening därmed, att man numera kan jämförelsevis säkert beräkna den tid, som förflutit, sedan Fennoskandias olika reliktförande sjöar afsnördes, har föranledt förf. att behandla frågan om relationen mellan reliktsjöarnas ålder och graden af relikternas förändringar.

I den föreliggande uppsatsen behandlas ur dessa synpunkter de båda små kräftdjur-arterna *Limnocalanus grimaldii* och *L. macrurus*, af hvilka den förra lefver förnämligast inom nordiska *hafsområden* och i Kaspiska hafvet, den senare åter, som — i enlighet med G. O. SARS' först uttalade och af senare forskare omfattade mening — utvecklats ur den förra, endast i sådana *insjöar*, hvilka framgått ur hafs- (och delvis äfven issjö-) områden. Riktigheten af denna artutveckling anser sig förf. nu ha verifierat genom att påvisa en så godt som oafbruten serie mellanformer mellan de båda arternas extrema former. Talrika afbildningar belysa detta.

Undersökningen har bl. a. gifvit som resultat, att *L. macrurus* i en del af de sjöar, som tidigast afsnörts från det senglaciala hafvet, t. ex. Siljan och Oresjön, i stort sedt visar den längst gående omvandlingen, medan den t. ex. i Mälaren lefvande formen ännu står den baltiska *L. grimaldii* mycket nära. En del anmärkningsvärda undantag gifvas dock, såsom vi skola se.

Förf. håller före, att, frånsedt själfva isoleringen och vattnets öfvergång från salt eller bräckt till sött, andra ekologiska faktorer spelat ingen eller ringa roll särskildt i fråga om *graden* af formens morfologiska omgestaltning, utan att denna närmast bestämts af och är proportionell mot den tid, lifvet i sött vatten varat, hvilken sättes lika med sjöarnas ålder. Denna sistnämnda bestämmes groft med ledning af isobaserna för den senglaciala landsänkningen och G. DE GEERS kronologi (Compte rendu XI Congrès géol. internat. Stockholm 1910; tryckt 1912), hvarvid sjöarnas ålder beräknas såsom »procent af den postglaciala» (skall vara senglaciala och postglaciala eller ock den senkvartära) »landhöjningen» (skall vara marina gränsen). Reliktsjöarnas ålder kan emellertid i en del fall bestämmas mycket noggrannare än förf. gjort. När han t. ex. uppgifver, att sjön Sommen ligger vid 97 procent af M. G. och därvid refererar till G. DE GEERS isobassystem af 1896 (Skand. geogr. utveckling) men kritiserar min uppfattning af 1910 (G. F. F. Bd 32), förbiser han, att man i detta fall har att räkna med — *icke den här hypotetiska M. G. utan I. G.* (den baltiska issjögränsen), hvars högsta märken i trakten nu ligga c:a 165 *m* ö. h. (sist anf. st., Pl. 47). Man kan nämligen icke komma ifrån en — f. ö. af förf. förut (1907) för t. ex. Nömmen godtagen — afsnörning från *issjön*, hvadan Sommens ålder blir högre än förf. förmodat och f. ö. den högsta bland de anförda sjöarna.[1]

[1] Däremot måste man numera, sedan dr. EKMAN förgäfves sökt återfinna *L. macrurus* i sjön *Nömmen*, hvarifrån TRYBOM förut, men troligen genom förväxling med annan lokal, anfört arten, slopa denna sjö såsom reliktsjö och samtidigt anse såsom oriktigt det af mig förnämligast på nämnda fynd grundade antagandet, att den baltiska issjön nått ända dit upp (sist anf. st., sid. 1235 och Pl. 47).

Ett annat exempel är *Ifösjön* (7 *m* ö. h., M. G. vid 55 *m* och sjön vid 13 % af denna). Som denna trakt dock under en del af den senglaciala och Ancylustiden legat högre än nu, låter det sig icke göra att direkt angifva sjöns ålder i procent af M. G.; däremot kan sjöns nivå ställas i relation till Litorinagränsen i trakten och på den vägen en närmelsevis riktig tidsbestämning fås för dess macrurus-population.

Såsom antyddes, gäller den af förf. framställda hypotesen icke alltid. Så är det påfallande, att *L. macrurus* i Sommen, *den äldsta af alla de anförda sjöarna*, bildar ett undantag från regeln; och detsamma är fallet bl. a. med de i Vättern (vid c:a 70 % af M. G.) och Lelången (c:a 54 % af M. G.) lefvande formerna. För dylika fall måste förf. finna en förklaring, eljes blir hypotesens värde misstänkt. Det högligen intressanta problemet är gifvetvis svårutredt, men det vill synas rec., som om förf. borde angripa detsamma ur flera synpunkter, bl. a. söka utreda den ungefärliga, mer eller mindre långsamma gången af utsötningsprocessen inom åtminstone några sjöar; måhända kunde man på denna väg få en antaglig grund till förklaring af anomalierna i fråga.

Förf. är öfvertygad om, att äfven den nutida baltiska *L. grimaldii*, som f. ö. bildar en mellanform till *L. macrurus*, härstammar från det senglaciala hafvet och icke invandrat t. ex. under Litorinatiden. Den torde alltså ha genomgått *macrurus*-stadiet, nämligen i Ancylussjön, och sedan återgått till *grimaldii*-stadiet, hvars extrema typ den dock icke nått. Denna och hithörande frågor komma förf. att framdeles närmare belysa.[1]

Henr. Munthe.

---

[1] Enär Ekman anser möjligt, att Ancylussjön inom sina djupare delar kunnat bibehålla en viss salthalt, hvarigenom macrurus-stadiet här kunnat uteblifva, vill jag till de skäl emot en sådan uppfattning, jag förut förebragt (jfr bl. a. Studier ö. Gottlands senkvartära historia. S. G. U. Ser Ca. N:o 4, 1910), framhålla ännu ett, hämtadt från en relikt form. Som bekant har den *hornsimpa*, som lefver i salt och bräckt vatten, »hornen» väl utbildade, medan dessa äro mycket reducerade hos Vättern-formen, som bl. a. därför af Lilljeborg uppställts som en varietet (*Cottus quadricornis* var. *relicta*). Då nu, såsom Nathorst visat [G. F. F. 15 (1893)], den i Ancylussjön (och väl äfven här på djupt vatten) lefvande hornsimpan synes ha saknat »horn», torde man häraf kunna sluta, att A-sjöns vatten icke blott inom ytlagren utan äfven på djupet varit sött. Af intresse är, att »hornen» sedan åter utbildats, när formen kommit att lefva i Litorinahafvet, och att den i Mälaren först på senare tider upptäckta hornsimpan ännu har sina horn i behåll, ehuru de äro mycket mindre än hos den nutida baltiska formen (jfr E. Lönnberg: Om the Occurrence of Cottus quadricornis in Lake Mälaren and its variation according to the natural conditions. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. VI, P. 1. 1904).

Notiser.

Ny förekomst af yngre eruptiv i södra Sverige?

I S. G. U:s samlingar tilldrog sig nyligen ett egendomligt block min uppmärksamhet. Bergarten är mycket kalkhaltig med en grå grundmassa, hvari syntes partier af hvita mineral, sannolikt allt kvarts; om det är utfyllda drusrum eller bollar i ett slags agglomerat, är icke alltid lätt att urskilja, men säkert är, att bägge delarna finnas i bergarten, som utan betänkande kan karakteriseras som en *vulkanisk tuff*.

Stycket är funnet i en rullstensås vid Tosthult 5 *km* NO om Örkened kyrka, Kristianstads län, kartbl. Glimåkra. I beskrifningen härtill omtalas detta block, s. 25—26, på följande sätt: »I åsen vid Tosthult har en rullsten tillvaratagits, hvars karaktär och ursprung är svårt att uppgifva. Bergarten, som var starkt vittrad, är till färgen grå eller svartgrå, innehåller små bitar af kvarts eller kvartsit samt är mycket kalkhaltig.»

Bergarten liknar ganska mycket andra vulkaniska tuffer t. ex. den från Djupadal, men är så starkt vittrad, att en närmare undersökning knappast torde ge något resultat för en jämförelse med andra svenska förekomster.

Fyndorten är ganska egendomlig, nordligaste Skåne nära gränsen till Småland, och antyder, att detta block härrör från någon förekomst af yngre eruptiver, som icke är oss bekant; möjligen är den så förstörd, att endast lösa block finnas kvar, men i hvarje fall måste man i detta fynd se en maning till att hålla uppmärksamheten fäst på dessa trakter.

Närmaste förekomster af yngre eruptiver äro dels ryoliten vid sjön Mien i Småland, som ligger ca. 25 *km* öster om fyndorten, dels de skånska basalterna, som ligga minst lika långt i söder eller sydsydväst, och dessutom har blocket ju gifvetvis transporterats från ungefär rakt motsatt riktning. Detta ger oss all anledning att söka blockets moderklyft inom södra Småland, ett område, där yngre eruptiver nu äro fullkomligt okända.

K. A. Grönwall.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS
I STOCKHOLM
FÖRHANDLINGAR.

BAND 36. Häftet 4. April 1914. N:o 298.

Motet den 2 april 1914.

Närvarande 40 personer.

Ordföranden, hr MUNTHE, hälsade Föreningens närvarande utländska Ledamöter hrr BRÖGGER, RAMSAY, BACKLUND och GOLDSCHMIDT välkomna samt meddelade, att Styrelsen till Ledamöter af Föreningen invalt:

Bergsingenjören F. R. J. WANJURA, Koskullskulle, på förslag af hrr Gavelin och Tegengren.

Meddelades, att tacksamhetsskrifvelser anländt från professorerna WALDEMAR LINDGREN, Boston, och CARL WEBER, Bremen, för deras inval till Korresponderande Ledamöter af Föreningen.

Föreningen beslöt att utbyta publikationer med Trondhjems Museum, Norge.

Herr G. DE GEER höll föredrag om *den senglaciala isrecessionen inom den Baltiska dalen*, belyst af en karta i skalan 1:1 000 000 samt af skioptikonbilder. De hittills utförda geokronologiska undersökningarna hade hufvudsakligen koncentrerats på utarbetandet af en referens- eller standardlinje utefter västra sidan af den baltiska dalen, där recessionen blifvit direkt fastställd inom härvarande senglaciala hafsområde, hvars utsträckning varit bestämmande för uppdelningen af mätningslinjen i skilda partier, framdragna såvidt möjligt i räfflornas riktning. Linjens skilda partier voro förbundna genom vissa mera markerade israndslägen, hvilka efter hand blifvit allt närmare fastställda. I detta syfte hade föredr.

utfört en detaljerad granskning af alla tillgängliga räffeliakttagelser och israndsbildningar af skilda slag. Likaså fortgick deras definitiva fastställande genom följandet af bestämda årshvarf. Sålunda syntes det äldsta s. k. jättehvarfvet, hvilket registrerar den första stora tappningen åt den baltiska sidan från den Centraljämtska issjön kunna följas från mätningslinjen utmed norra stambanan i Arbråtrakten utefter västra sidan af Dellarna och till Selångertrakten innanför Sundsvall. Likaså hade lerundersökningar, utförda af föredr. samt hrr N. Odhner och A. O. Antevs, till hufvuddragen fastställt förloppet af de israndslägen, som markeras af de finiglaciala gränsmoränerna och motsvarande zoner af retarderad afsmältning.

Förf. har numera lyckats genom nya mätningar vid Sundsvall och Indal vinna bekräftelse på den af honom antagna konnektionen med hans tidigare mätningar i Ragundatrakten och äfven med dem Lidén meddelat från Ångermanälfvens dalgång. Därmed äro samtliga luckor från Stockholm till isdelaren utfyllda. De som inom det gotiglaciala området ännu återstå komma att i sommar undersökas af hr Antevs, hvilken förra sommaren framgångsrikt slutförde undersökningen af hufvudlinjen och omgifvande trakter i nordöstra Skåne. Då föredr. genom denna provins följde det israndsläge, som valts att beteckna början af det gotiglaciala skedet, visade det sig, att såväl Tågarps som Kjeflinge—Heljarps dalarna äro baltiska israndsdalar, numera genomflutna af obetydliga, relikta vattendrag.

Från och med den sista baltiska islobens maximiläge demonstrerades å kartan en serie skilda israndslägen, som syntes sannolika med hänsyn till hittills kända fakta och till de allmänna betingelser, som måste förutsättas för den gradvisa isrecessionen längs den baltiska dalen. Såsom föredr. tidigare framhållit, var isranden, här som i andra fall, konvex söder om dalen, som underlättat isrörelsen, men däremot konkav, då isrecessionen nått fram till norra sidan af dalen och då vattendjupet i densamma befrämjat kalfningen eller isfrakturen. Då

isranden framgick S om Gotland, hade den på grund af större tillströmning af is varit konvex mot öster, men åt väster konkav på grund af hitåt öfvervägande isfraktur. Den sålunda uppkomna isbukten torde förklara, hvarför isens sista strömriktning på Gotland gått mot SW. På samma sätt förklarades de analoga räfflorna vid Gäfle samt vid Kvarken..

Under det landisens Hangölob motsvarade tillströmningen öfver Bottenhafvets dalslätt och Saimenloben den som kommit öfver Bottenviken, torde Hämeenkangas eller Tavastmons lob väl också motsvara den senare men vid ett stadium, då den starkt reducerade isen tvingats att något vika af mot den baltiska dalen liksom tidigare vid dennas sydvästra del. Också denna nordbaltiska islob hade utan tvifvel från sidan delvis öfvertäckt redan blottad moränmark, hvilket vid blifvande recessionsmätningar i Finland torde beaktas. Man torde där lämpligen kunna framdraga en mätningslinje från de stora finiglaciala gränsmoränerna vid Karis mot NW samt längs Kumo älf till Björneborg och vidare till Vasa och Kvarken, hvarefter fortsättning på svenska sidan borde kunna erhållas längs Vindelälfven.

Utmed den i Sverige uppmätta linjen förete hvarfserierna stora olikheter, allt efter som recessionen af isranden försiggått i hafvet eller på land. Då i förra fallet älfmynningarna deltogo i recessionen, aftogo hvarfven vid hvarje särskild punkt hastigt i mäktighet och utkilade snart nog alldeles; i senare fallet åter förblefvo älfmynningarna stationära, så snart isranden passerat upp öfver den dåvarande strandlinjen, utanför hvilken hvarfven afsattes med nära nog oförminskad mäktighet, så länge smältvattnet uppifrån landisen afbördades inom samma vattenområde. Däraf det betydande hvarfantalet i Bleking och nordöstra Skåne samt i de norrländska dalgångarna och väl äfven i den af Rekstad omtalade lagerföljden vid innersta änden af Sognefjorden.

Slutligen lämnades en öfversikt öfver isrecessionens skilda karaktär på olika afstånd från den baltiska dalen, beroende

af mer eller mindre kontinentalt klimat samt olika terrängförhållanden.

Med anledning af föredraget yttrade sig hrr GRÖNWALL, A. G. HÖGBOM, BRÖGGER, MUNTHE och *fördraganden.*

Hr A. G. HÖGBOM ansåg fördragandens tydning af de s. k. tappningshvarfven i de norrländska älfdalarna såtillvida osannolik, som det svårligen kunde tänkas, att en och samma issjöaftappning kunde ha spridt sina sediment i så vidt skilda och från hvarandra så isolerade fjordar, som dem Ljusnans, Indalsälfvens och Ångermanälfvens dalgångar då bildade. Vidare föreföll det oantagligt, att isranden under isrecessionen inom den bottniska bassängen skulle ha gått så som föredr. på sin karta utmärkt den. De NNO:liga räfflorna i Kvarken och ishafslerans kalkhalt i Hälsinglands kusttrakter syntes snarare tyda på att isranden där bildat en utbuktning mot söder under recessionen.

Hr G. DE GEER framhöll, att det var inom älfvarnas mynningsområden som jättehvarfven konnekterats och att deras mäktighet aftog i slammets spridningsriktning. Såsom redan af föredr. framhållits, var det nog otvifvelaktigt, att de baltiska räfflorna på öarna i Kvarken förorsakats af isströmningen in emot den isbukt, som enligt lerundersökningen faktiskt uppkommit vid Bottenhafvets norra sida.

Sekreteraren anmälde för Förhandlingarna: O. TAMM: Die Auslaugung von Calciumkarbonat in einigen Böden der Ragundagegend.

Vid mötet utdelades n:o 297 af Förhandlingarna.

Die Auslaugung von Calciumkarbonat in einigen Böden der Ragundagegend.

Von

Olof Tamm.

(Hierzu Taf. 3.)

Verf. ist seit dem Sommer 1912 mit Untersuchungen der jungfräulichen Böden in der Gegend von Ragunda beschäftigt. Die Grundzüge und das angestrebte Ziel der Untersuchungen sind schon in einer kurzen vorläufigen Mitteilung (26) skizziert worden; unter anderem habe ich dort die intensive Calciumkarbonatauslaugung in allen Böden der Gegend hervorgehoben. Diese Auslaugung geht dem Podsolprozess voraus und ist eine Bedingung für diesen. Das Wesen der beiden Prozesse ist indessen so verschieden, dass es mir geeignet scheint, die Ca CO_3-Auswaschung zuerst für sich zu beschreiben.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, hier meinen Lehrern, den Herren Prof. G. de Geer, Prof. H. Hesselman und Prof. H. Bäckström meinen aufrichtigen Dank auszusprechen. Auch bin ich den Herren Prof. A. Vesterberg und Dr. R. Mauzelius für mehrere methodische Ratschläge zu grossem Dank verpflichtet. Den Herren Cand. phil. C. Carlzon, Lic. phil. H. W:son Ahlmann und Lic. phil. R. Sandegren verdanke ich die ganze quartärgeologische Grundlage meiner Untersuchungen, ohne welche Grundlage dieselben kaum hätten zu-

stande kommen können. Der Vorstand des »Hydrografiska Byrån», Herr Dr. A. WALLÉN, hat mir gütigst Anweisungen betreffs Berechnung des im Boden heruntersickernden Regenwassers gegeben.

Untersuchungsmethoden.

Einige von mir angewandte Untersuchungsmethoden möchte ich hier skizzieren. Der Calciumkarbonatgehalt im Boden wird direkt qualitativ mit Salzsäure ermittelt, schon 0·2 % $CaCO_3$ kann dadurch entdeckt werden (nach meinen eigenen Versuchen). Durch systematisches Prüfen mit Salzsäure wird bald die Kalkgrenze oder die Grenze, über welche $CaCO_3$ in einem Bodenprofil nicht mehr gefunden wird, entdeckt. Wenn das Profil von besonderem Interesse war, vurde eine Skizze davon angefertigt und Proben zur näheren Untersuchung im Laboratorium genommen. Entweder wurden Zinkrinnen in das Profil hineingepresst, wodurch eine Bodensäule in natürlicher Lagerung erhalten wurde, oder wenn das nicht möglich war, Serien von Proben von je 200 Gramm in verschiedenen Tiefen entnommen.

Die Arbeit im Laboratorium bestand hauptsächlich in $CaCO_3$-Bestimmungen. Da die Bestimmungsmethoden des Calciumkarbonats im Boden mit vielen Fehlerquellen behaftet sind, schien es mir notwendig einige dieser Methoden einer kritischen Prüfung zu unterziehen. Zunächst handelte es sich um die Kohlensäurebestimmung. Die gewichtsanalytische Methode[1] wurde zuerst gebraucht, schien mir aber zeitraubend und bei kleineren $CaCO_3$-Gehalten wenig genau. Viel bequemer ist die von VESTERBERG (27, 28, 29) ausgearbeitete titrimetrische Methode. Diese, die mit einer Destillation der Kohlensäure in Vacuum operiert, liefert vorzügliche Resultate mit geringeren Substanzmengen und grosser Zeitersparnis. Da die ganze Destillation nur in fünf bis zehn Minuten statt-

[1] Die Kohlensäurebestimmung nach FRESENIUS.

findet, und die Konzentration der gebrauchten Salzsäure sehr niedrig gehalten werden muss, erhob sich jedoch die Frage, ob auch gröbere Sedimente, die $CaCO_3$ als grosse Körner enthalten, in dieser kurzen Zeit völlig von der Säure zerlegt werden können. Ich habe darum folgende Untersuchung angestellt. Zwei Bodenproben, die eine ein Lehm (Schwed. Mjäla, mechanische Analyse in Tab. 5, No. 6 a), die andere ein Sand (Tab. 5, No. 9), wurden zuerst mit Lupe und Mikroskop untersucht, um zu konstatieren, ob das $CaCO_3$, das in Form von Silurkalk zugegen war, auch als grössere Körner vorkäme. Dies war auch der Fall; im Sande konnte ich sehr gut 2 *mm* grosse Silurkalkkörner herauslesen. Dann wurde der Kohlensäuregehalt zuerst gewichtsanalytisch, dann titrimetrisch (nach VESTERBERG) ermittelt. Das Resultat geht aus Tab. 1. hervor. G. in der Tabelle bedeutet: gewichtsanalytisch bestimmt, T. titrimetrisch. Der Kohlensäuregehalt ist in Prozenten der bei 105° Celsius 2 Stunden getrockneten Substanz angegeben. Im folgenden werden alle chemischen Analysen in solcher Weise angegeben. (Eine Ausnahme bildet Tab. 2.; die Analysen hier wurden ja nicht von mir ausgeführt.)

Tab. 1.

Gehalt von CO_2

Lehm		Sand	
G.	1·37 %	G.	1·19 %
G.	1·35	T.	1·18
T.	1·38	T.	1·21
T.	1·34	T.	1.27

Nachdem ich den von VESTERBERG beschriebenen Apparat mit einem kleinen Kühler versehen hatte, wurde die Übereinstimmung von Doppelanalysen im allgemeinen noch besser. (Z. B. 1·49 % und 1·49 % Lehm; 0,128 % und 0·131 %, Osgrus).

Aus den Versuchen geht unzweideutig hervor, dass die titrimetrische Methode auch für die *grobkörnigen Böden* gute

Resultate liefert, und ich habe sie daher im Folgenden fast ausschliesslich gebraucht.

Nun erhob sich die Frage, ob der Calciumkarbonatgehalt des Bodens oder Untergrunds sich genau durch die Kohlensäurebestimmung ermitteln lasse. Kossowitsch (19) hebt hervor, dass die Humusstoffe bei der Behandlung mit kochender Salzsäure Kohlensäure abgeben können. Diese Fehlerquelle glaube ich jedoch nicht fürchten zu brauchen, denn die von mir analysierten Bodenproben sind sehr humusarm; die organischen Stoffe darin bestehen hauptsächlich aus unverwesten Pflanzenresten.

Eine gefährlichere Fehlerquelle schien mir der Umstand zu sein, dass ein Teil der Kohlensäure an andere Metalle, namentlich Magnesium und Eisen, gebunden sein kann. Der Karbonatgehalt der quartären Ablagerungen des Ragundatals stammt wohl ausschliesslich von der Silurregion Jämtlands her. Da der Silurkalk immer etwas Magnesiumkarbonat enthält, das vielleicht nach Högbom (17) bei jeder Neusedimentierung durch Wasser im Verhältnis zum Calciumkarbonat angereichert worden ist, so war die Möglichkeit vorhanden, dass ein ziemlich grosser Teil der Kohlensäure z. B. eines Flusslehms als Magnesiumkarbonat vorkäme. Frühere Analysen von Tonen, Sanden u. s. w. aus dem Tal der Indalsälf deuten auch auf einen ziemlich bedeutenden Gehalt von $MgCO_3$ hin. Tab. 2 enthält einige Analysen[1] aus einer Arbeit von Högbom (16); sie sind im Laboratorium der Geologischen Landesanstalt Schwedens ausgeführt worden.

Die Lokale, von denen die Analysenproben stammen, gehören entweder zu der von mir untersuchten Gegend oder liegen in der Nähe derselben.

Tab. 2.

Ablagerung	Lokal	$Ca\,CO_3$ %	$Mg\,CO_3$ %
Osgrus	Stugun	0·54	2·29
Ton	Näset	3·18	0·42
Ton	Stugun	1·75	3·43
Sandiger Ton	Näset	1·93	1·88

[1] Ich habe die Analysen in Prozente $CaCO_3$ resp. $MgCO_3$ umgerechnet.

Es muss jedoch erwähnt werden, dass die früheren Methoden zur Bestimmung der Karbonate des Kalkes und der Magnesia im Boden wenig zuverlässig sind; man hat im allgemeinen die Proben mit Salzsäure extrahiert; dabei gehen, wie VESTERBERG und MAUZELIUS (**30**; **31**, p. 124) nachgewiesen haben, erhebliche Mengen von silikatisch gebundenem Kalk und Magnesia in Lösung selbst wenn man 1 %-ige, kalte Salzsäure anwendet. Die Zahlen für den Gehalt an $CaCO_3$ und $MgCO_3$ in Tab. 2 dürften daher zu hoch sein.

Da Kohlensäure indessen auch als Ferrokarbonat im Boden vorkommen kann, schien es mir durchaus notwendig, eine kritische, analytische Untersuchung anzustellen, um festzustellen, in wie weit der Kohlensäuregehalt eines Bodens dem Calciumkarbonat entspricht. Da es mir zugleich wünschenswert schien, eine Übersicht über den $CaCO_3$-, $MgCO_3$- und $FeCO_3$-Gehalt der quartären Ablagerungen meiner Untersuchungsgegend zu erhalten, wurden die Analysenproben so gewählt, dass auch diese Frage beantwortet werden sollte.

Zehn in Bezug auf den $CaCO_3$-Gehalt und die Korngrösse sehr verschiedene Proben wurden herausgewählt und mechanisch analysiert (Tab. 5, Seite 230). Dann wurden nach dem Muster von VESTERBERG (**31**, p. 124). Extrakte mit 2-prozentiger kalter Essigsäure hergestellt. Von den karbonatreichen Tonen wurden ungefähr 5 g zur Extraktion abgewogen, von den ärmeren Ablagerungen bis 30 g. Die gewogenen Proben wurden in Erlenmeyerkolben von 200 ccm gebracht und mit 100 ccm 2 % Essigsäure versetzt. Dann liess ich sie unter zeitweiligem Umschütteln stehen. Um den Zeitpunkt festzustellen, wann alles Karbonat im Lösung gegangen war, wählte ich einen Kolben heraus, der einen $CaCO_3$-reichen, grobkörnigen Sand (derselbe Sand wie in Tab. 1) enthielt, und durchbohrte den Stopfen desselben. Dann wurde ein gebogenes Glasrohr wie in Fig. 1 durch den Stopfen gesteckt. Das Rohr hielt 2 *mm* im Durchmesser. Es wurden einige Tropfen Wasser eingefüllt, so dass das Ganze eine Art offe-

nes Manometer bildete. Wenn man den Stand des Wassermeniskus bestimmte und dann den Kolben umschüttelte, ohne dass eine Wärmezufuhr von der Hand zum Kolben gestattet wurde, was sehr leicht durch Umhüllen des Kolbens mit Tuch gelang, war das Steigen des Meniskus ein Beweis dafür, dass, der Kolbeninhalt noch Kohlensäure entwickelte. Als die Kolben 4 Tage, also 96 Stunden, gestanden hatten, blieb der Wassermeniskus beim Umschütteln auf derselben Höhe stehen. Ich machte einen Vergleichsversuch mit demselben Sand und 1-prozentiger Salzsäure; die Versuchsbedingungen waren sonst identisch gleich. Jetzt aber war nach dem »Ma-

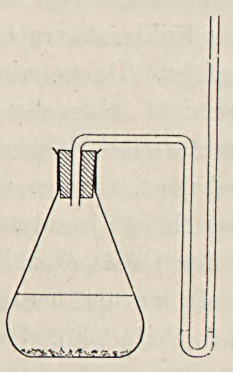


Fig. 1. Apparat für die Herstellung der Essigsäureextrakte.

nometer» schon in 2 Stunden alle Kohlensäure weggegangen. Bei Versuchen mit $CaCO_3$-reichen Tonen und Lehmen in Essigsäure war die Reaktion auch viel schneller als bei dem groben Sande beendet.

Der hauptsächliche Vorteil des angegebenen Verfahrens ist der, dass man die Kolben nicht unnötig viel umzuschütteln braucht, wodurch immer (VESTERBERG, l. c.) ein Teil silikatisch gebundenener Kalk und Magnesia in Lösung geht.

Nach 96-stündigem Stehen wurde also der Inhalt der zehn Kolben filtriert und die Rückstände sorgfältig ausgewaschen. Dann wurden diese in den Apparat für die Kohlensäurebestimmung mit kohlensäurefreiem Wasser hineingespült und

ihr Kohlensäuregehalt bestimmt. Wie es aus Tab. 4, Seite 11 hervorgeht, bleibt der Kohlensäuregehalt ausser in ein paar Analysen innerhalb der Grenzen der Versuchsfehler, die wahrscheinlich 0.01 % betragen. Dies deutet darauf hin, dass der Dolomitgehalt und damit der Magnesiumkarbonatgehalt der Proben gering sein muss, denn nach VESTERBERG (l. c.) ist der Dolomitgehalt in Tonen in 2 %-ger Essigsäure sehr schwerlöslich. Wie aus Tab. 4, hervorgeht, ist auch der $MgCO_3$-Gehalt der Proben sehr gering.

In den Extrakten wurden Calcium, Magnesium, Eisen und Kieselsäure, letztere als ein Mass der in Lösung gegangenen Silikate, bestimmt. Das Eisen wurde als nur FeO berechnet, denn wahrscheinlich löst die schwache Essigsäure keine Ferrisilikate, sondern nur Ferrokarbonat, Schwefeleisen und ein wenig Ferrosilikat. Das Eisen wurde massanalytisch durch Titration mit Kaliumpermanganat in der mit absolut eisenfreiem Zink reduzierten schwefelsauren Lösung der Ammoniakfällung bestimmt, die übrigen Bestandteile gewichtsanalytisch nach den üblichen Methoden.

Das Resultat der Analysen (Tab. 4, Seite 229) zeigt erstens, dass das Eisen nur als äusserst geringe Verunreinigung in allen Proben ausser No. 4 vorkommt. Auch Magnesia tritt neben Kalk ganz zurück. Die Differenzen zwischen den aus den Gehalten an CaO, MgO und FeO berechneten Gehalten an Kohlensäure und den gefundenen, geben ein anschauliches Bild von der grossen Genauigkeit, mit welcher das karbonatgebundene CaO sich durch Extraktion mittelst Essigsäure bestimmen lässt. Die sehr kleinen Mengen Kieselsäure zeigen ja auch, dass sehr wenig von Silikaten selbst beim Ton und Lehm in der Essigsäure gelöst wird. Das Hauptresultat in chemisch-analytischer Hinsicht ist also dies: *dass der Gehalt an Calciumkarbonat bei einer Bodenart von den Typen, die in der Ragunda-Gegend vorkommen, sehr gut durch die Kohlensäurebestimmung ermittelt wird.* Daher habe ich mich im Fol-

genden fast ganz auf Kohlensäurebestimmungen nach Vesterberg beschränkt.

Die mechanischen Analysen wurden in der Hauptsache nach Atterbergs (2, 3) Vorschriften ausgeführt. Wie in meinen früher publizierten mech. Analysen (26) habe ich hier nach Atterbergs Muster die Ideen von Beam befolgt. Um zu sehen, welche Genauigkeit dieses Verfahren ohne jedes Kochen der Bodenproben gestattet, habe ich von einem typischen Lehm zwei Analysen ausgeführt, die in Tab. 3 wiedergegeben werden.

Tab. 3.

	Mo	Schluff	Schlamm
	0·2—0·02 *mm.*	0·02—0·002 mm.	< 0·002 *mm.*
	%	%	%
1.	51·7	41·3	7·0
2.	52·4	40·4	7·2

Die Übereinstimmung ist befriedigend.

Beim Schlämmen habe ich Zylinder angewandt, die nur durch die Einrichtung für den Ablauf des Wassers sich von Atterbergs Schlämmzylindern unterscheiden. Diese Einrichtung ist aus Fig. 2 ersichtlich.

Das Ablaufrohr, das im inneren Ende nach oben eine Öffnung hat, kann vermittels eines Kautschukschlauches (mit einer Spur Glyzerin geschmiert) bis zur Marke a in den Zylinder hineingeschoben werden. Dadurch kann sehr rasch die Schlämmflüssigkeit bis zum Nullpunkt der Skala weggezapft werden, ohne dass man zu befürchten braucht, dass etwas von dem schon abgesetzten Teil der Probe weggeführt wird. Nach dem Ablaufen des Wassers zieht man das Rohr zurück (Fig. 2, die gestrickelte Lage), und kann jetzt den Apparat wieder füllen und zur Sedimentierung stehen lassen. Die Anwendung im Übrigen ergiebt sich aus Atterbergs Vorschriften.

Als Grenzen der verschiedenen Korngrössen sind die von Atterberg gebraucht. Da mir keine Rundlocksiebe zur Verfügung standen, habe ich Messingdrahtnetze zum Absieben gebraucht.

Hervorgehoben werden muss, dass die Kalkauslösung in $CaCO_3$-reichen Proben während des Schlämmens eine nicht unbedeutende Fehlerquelle ist, die zuweilen ein paar Prozente betragen kann.

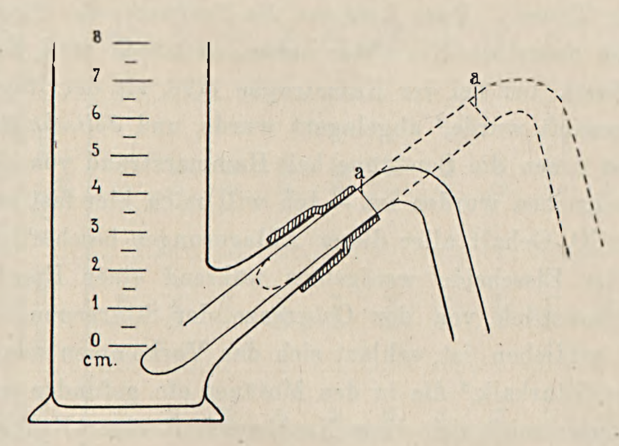


Fig. 2. Schlämmzylinder nach Verf.

Der $CaCO_3$-Gehalt der quartären Ablagerungen[1] in der Ragundagegend.

Hier sei zunächst eine Übersicht über diese Ablagerungen gegeben.[2] Die ältesten sind die glazialen Bildungen, also die *Moränen*, die *Osen* und der *Warwenton*[3] (Eismeerton). Dann kommen die *Deltasedimente* der Indalsälf, die während der

---

[1] Ausser den organogenen Bildungen.

[2] Die Ablagerungen in einem nordschwedischen Flusstal sind besonders von Högbom untersucht worden. Eine schematische Übersicht derselben findet sich bei Högbom (**13**, p. 163, **14**, p. 151). Auch bei Lidén (**21**).

Die Ablagerungen der Ragundagegend sind studiert von Fegraeus (**10**), Högbom (**18**), De Geer (**7**, **8**, **9**), Ahlmann, Carlzon and Sandegren (**1**), Carlzon (**5**). Die Ragunda-Gegend ist eine der am genauesten quartärgeologisch untersuchten Gegenden Schwedens, was sie natürlich für pedologische Forschungen sehr geeignet macht.

[3] Warwenton ist nach De Geer ein Bänderton mit deutlichen Schichten, deren jede während eines Jahres abgelagert worden ist. Eine solche Schicht wird von De Geer Warw (Schwed. varv) genannt (De Geer, **8**, p. 458). Für Lehm, der Jahresschichten hat, empfiehlt sich das Wort Warwenlehm.

postglazialen Landhebung sich zuerst über die höheren, dann über die tieferen Teile des Tales als eine Reihe von Deltas ausbreiteten. Diese Sedimente sind *Sand* (in den proximalen Teilen der Deltas) und *Lehm* bis *tonartiger Lehm* (in den distalen Teilen). Dazu kommen die *Sedimente des Ragundasees*, die denselben Charakter haben, und noch zwei Kategorien: *Sand*, der bei der Katastrophe 1796, als der Ragundasee abgezapft wurde,[1] abgelagert wurde, und *äolische Bildungen*, von denen die Sanddüne bei Hammarstrand von Högbom (**18**) beschrieben worden ist. — Ich will mich hier fast nur mit dem $CaCO_3$-Gehalt aller dieser Ablagerungen beschäftigen.

Da die Eisscheide wenigstens während einer Epoche der Eiszeit westlich von der Ostgrenze der Silurgegend Jämtlands[2] geblieben ist, erklärt sich das Vorkommen von Blöcken aus Silurkalk,[3] die in den Moränen etc. gefunden werden. Noch mehr zeigt sich diese Nachbarschaft einer Kalkgegend durch den oft vorkommenden Karbonatgehalt der Sedimente. Die meisten von diesen haben nämlich einen erheblichen $CaCO_3$-Gehalt, der nach mikroskopischer Untersuchung in Form von Orthocerenkalk zugegen ist. Ausgefälltes $CaCO_3$ habe ich nicht nachweisen können.

Die Moränen[4] haben vielleicht alle einen $CaCO_3$-Gehalt[5] gehabt, da sie aber immer die höchsten Teile der Landschaft decken, die am längsten über das Meeresniveau gehoben gewesen, ist es leicht verständlich, dass im allgemeinen ihr $CaCO_3$-Gehalt ausgelaugt ist. Überall, wo ich Profile in Moränenböden untersucht habe, erhielt ich kein Aufbrausen mit Salzsäure, auch nicht in den tiefsten Schichten, die jedoch nicht mehr als höchstens 2 bis 3 *m* tief von den Bodenoberfläche her gewesen sind. Wenn man Moränen in den von der Indalsälf aus-

---

[1] Diese Katastrophe findet sich bei Högbom (**18**, p. 88) beschrieben.

[2] Högbom: **16**. Carlzon: **4**. Lidén: **21**. Frödin: **11**.

[3] Über Blöcke, vgl. Högbom, **16**, p. 28 und Carlzon, **5**, p. 319.

[4] Unter Moräne wird hier der sich als eine Decke ausbreitende Bodenmoränengrus verstanden.

[5] Über den Kalkgehalt der Moränen etc., vgl. Fegraeus, **10**, p. 24, 29.

Tab. 4.

Chemische Analysen der Essigsäureextrakte.

Ablagerung	Extrahierte Substanz gr.	SiO_2 %	FeO %	MgO %	CaO %	$CaCO_3$ von CaO berechnet %	CO_2 im Auslaugungs Rückstand %	CO_2 im Extrakt, von CaO + MgO + FeO berechnet %	CO_2 im Extrakt, gefunden %	CO_2 ber. — CO_2 gef. + CO_2 im Rückstand %
1. *Moräne* . . . . . . (Döviken)	10·2021	0·02	0·00	0·05	2·27	4·05	0·00	1·84	1·71	+ 0·13
2. *Osgrus* . . . . . . (Ammer)	17·3874	0·01	0·00	0·005	0·14	0·24	0·00	0·11	0·13	— 0·02
3. *Osgrus* . . . . . . (Hammarstrand)	18·2900	0·01	0·00	0·01	0·18	0·33	0·01	0·16	0·16	+ 0·01
4. *Warwenton*[1] . . . (Hammarstrand)	4·5020	[3])	0·10	0·14	3·14	5·60	0·04	2·68	2·53	+ 0·19
5. *Warwenton*[2] . . . (Singsån)	5·8220	0·05	0·01	0·11	2·87	5·12	0·03	2·37	2·21	+ 0·19
6. *Lehm.* postgl. . . . (Hammarstrand)	8·9823	[3])	0·01	0·06	1·67	2·98	0·01	1·38	1·36[4]	+ 0·03
7. *Lehm*, postgl. . . . (Vikbäcken)	10·3655	0·05	0·01	0·09	1·09	1·95	0·00	0·95	0·92	+ 0·03
8. *Geschichteter Sand.* (Indalsälf bei Krokvåg)	14·9945	0·01	0·00	0·04	0·53	0·94	0·00	0·45	0·45	0·00
9. *Sand* (1796) . . . . (Hammarstrand)	9·0624	0·01	0·01	0·02	1·47	2·61	0·01	1·16	1·21[4]	— 0·04
10. *Flugsand* . . . . . (Ammer)	31·6690	0·02	0·00	0·02	0·19	0·35	0·07[5]	0·18	0·18	+ 0·07

[1] Grauschwarz, nicht oxydiert. [2] Braungefärbt. [3] Nicht bestimmt. [4] Vgl. Tab. 1. [5] Diese Probe enthielt Humus. Dies ist wahrscheinlich die Ursache des abnormen CO_2-Gehalts des Rückstandes, denn dieser wurde nicht bei 105° getrochnet; er wurde erst nach einigen Tagen in den Analysenapparat gespühlt. Während dieser Zeit kann ja der Humus etwas CO_2 entwickelt haben.

Tab. 5.

Mechanische Analysen.

<table>
<tr><th rowspan="3">Ablagerung</th><th colspan="2">Gesamtboden</th><th colspan="5">Feinerde</th><th rowspan="3">Schlamm (nach A.) < 0·002 mm %</th></tr>
<tr><th rowspan="2">Kies > 2 mm %</th><th rowspan="2">Feinerde < 2 mm %</th><th rowspan="2">Sand (nach Atterberg) 2—0·2 mm %</th><th colspan="2">Mo[1] (nach A.) 0·2—0·02 mm %</th><th colspan="2">Staub[1] (nach A.) 0·02—0·002 mm %</th></tr>
<tr><th>0·2—0·06 mm %</th><th>0.06—0·02 mm %</th><th>0·02—0·006 mm %</th><th>0·006—0·002 mm %</th></tr>
<tr><td>1. Morän . . . . (Döviken)</td><td>38·0</td><td>62·0</td><td>28·6</td><td colspan="2">45·0</td><td colspan="2">19·9</td><td>6·5</td></tr>
<tr><td>2. Osgrus . . . . (Ammer)</td><td>72·8</td><td>27·2</td><td>95·0</td><td colspan="2">5·0</td><td colspan="2">—</td><td>—</td></tr>
<tr><td>3. Osgrus . . . . (Hammarstrand)</td><td>4·9</td><td>95·1</td><td>93·0</td><td colspan="2">7·0</td><td colspan="2">—</td><td>—</td></tr>
<tr><td>4. Warwenton . . (Hammarstrand)</td><td>—</td><td>100·0</td><td>0·7</td><td colspan="2">2·2</td><td>35·4</td><td>36·6</td><td>25·1</td></tr>
<tr><td>5. Warwenton . . (Singsån)</td><td>—</td><td>100·0</td><td>0·6</td><td colspan="2">2·7</td><td>9·2</td><td>51·3</td><td>36·2</td></tr>
<tr><td>6. Lehm, postgl. (Hammarstrand)</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>a. über der Kalkgrenze, 1 dm Tiefe</td><td>—</td><td>100·0</td><td>—</td><td>7·9</td><td>44·5</td><td colspan="2">40·4</td><td>7·2</td></tr>
<tr><td>b. 2 m Tiefe . . .</td><td>—</td><td>100·0</td><td>—</td><td>11·1</td><td>45·6</td><td colspan="2">36·9</td><td>6·4</td></tr>
<tr><td>7. Lehm, postgl. . (Vikbäcken)</td><td>—</td><td>100·0</td><td>—</td><td>2·2</td><td>32·1</td><td colspan="2">57·6</td><td>8·1</td></tr>
<tr><td>8. Geschichteter Sand . . . . . (Indalsälf bei Krokvåg)</td><td>—</td><td>100·0</td><td>65·0</td><td colspan="2">34·3</td><td colspan="2">0·7</td><td>—</td></tr>
<tr><td>9. Sand (1796) . . (Hammarstrand)</td><td>5·9</td><td>94·1</td><td>76·4</td><td colspan="2">23·6</td><td colspan="2">—</td><td>—</td></tr>
<tr><td>10. Flugsand . . . (Ammer)</td><td>—</td><td>100·0</td><td>9·8</td><td colspan="2">83·9</td><td colspan="2">3·6</td><td>2·7</td></tr>
</table>

geschnittenen Profilen findet, wo sie mehrere Meter unter der Bodenoberfläche liegen, sind sie $CaCO_3$- führend. Ein Beispiel bietet Probe 1 (Tab. 4 u. Tab. 5), die von Döviken stammt. (Bei Döviken kann man nach CARLZON (5, p. 314) einen besonders hohen $CaCO_3$-Gehalt in den Moränen erwarten.)

[1] Die Korngrössen Mo und Staub sind in einigen Fällen in zwei Unterabteilungen geteilt, um die Sedimente besser zu charakterisieren.

Es war interessant zu sehen, wie der Silurkalk in den verschiedenen Korngrössefraktionen einer kalkreichen Moräne vertreten war. Zu diesem Zweck wurde zuerst das gröbste Kiesmaterial aus einer Probe der Moräne bei Döviken durch Absieben mittelst eines Netzes mit 5 *mm*-quadratischen Maschen abgeschieden. Dann wurde die Probe durch ein 2 *mm*-Netz gesiebt, wodurch also im ganzen 3 Korngrössefraktionen gewonnen wurden: Eine mit Grössen über 5 *mm* (sie betrug 164·5 *g* von 725·5 *g* ursprünglicher Probe), eine Fraktion mit Grössen von ungefähr 5 *mm* — 2 *mm* (diese Fraktion betrug 111 *g*). Die letzte Fraktion endlich war feinkörniger als 2 *mm* (sie betrug 450·5 *g*). Diese Fraktion wurde zur Analyse in Tab. 4 angewandt. In den ersten zwei Fraktionen wurde der Gehalt an Orthocerenkalk mit Pinzette ausgelesen und gewogen. Durch Übergiessen mit Salzsäure wurde der Rest auf Abwesenheit des Kalkes kontrolliert. Die erste Fraktion enthielt *6·8 %* Silurmaterial, die zweite *6·5 %* und die dritte nach Tab. 4 *4·05 %* $CaCO_3$. Da das Silurmaterial nach Analyse 67·8 % $CaCO_3$ enthält, entspricht 4·05 % $CaCO_3$ *6·1 %* Silurmaterial. In dieser Moräne ist also der Gehalt an Silurkalk bei den verschiedenen Korngrössen ziemlich genau derselbe. Eine $CaCO_3$-Bestimmung bei den durch Schlämmung erhaltenen feineren Fraktionen lohnt sich nicht, denn ein wesentlicher Teil des $CaCO_3$ wird dabei gelöst. Ich habe durch Versuche mit Lehm festgestellt, dass aus den feinsten Fraktionen die Hälfte des $CaCO_3$ derselben beim Schlämmen gelöst wurde, so dass dadurch ein erheblicher Fehler in der mechanischen Analyse entstand.

Wie die Moräne enthalten auch die Osen $CaCO_3$. Es ist ziemlich schwierig, Proben aus Osmaterial zu nehmen, ohne dass man ausgelaugten Grus erhält. Die beiden in Tab. 4 und 5 analysierten Proben von Osmaterial (No. 2 und 3) sind daher wahrscheinlich betreffs des $CaCO_3$-Gehaltes nicht für die Osen charakteristisch; diese dürften jedoch viel ärmer an $CaCO_3$ als die Moränen sein.

An der Halå habe ich $CaCO_3$-freien Osgrus zwischen stark $CaCO_3$-haltigen Warwentonlagern gefunden; solche Zwischenlagerungen, die auf Oszillationen des abschmelzenden Eisrandes oder Abrutschungen hindeuten, sind nicht selten, vgl. Carlzon (5, p. 320). In diesem Falle war selbstverständlich der Osgrus von Anfang an $CaCO_3$-frei.

Als Böden treten in der Ragundagegend die Osen neben anderen Ablagerungen ganz zurück, nur der Vollständigkeit wegen werden sie hier erwähnt.

Die Warwentone dagegen spielen als Bodenbilder eine hervorragende Rolle. Sie enthalten immer von Anfang an viel $CaCO_3$. Zwei Proben von Warwenton sind in Tab. 4 u. 5. analysiert; die Proben sind so tief genommen, dass eine Auslaugung ganz ausgeschlossen ist. Ein lehmartiger Warwenton in der Gegend von Bispgården enthält nach der Kohlensäurebestimmung *4·41 %* $CaCO_3$. In Tab. 2 giebt es auch 2 Tonanalysen, die ja ziemlich karbonatreich sind.

Die beiden in Tab. 4 untersuchten Warwentonproben unterscheiden sich in einer Hinsicht: die eine, No. 4, war grauschwarz, die andere, No. 5, braungelb. Selbstverständlich muss die Ursache der braungelben Farbe bei No. 5 eine Oxydation irgend einer Ferroverbindung sein. Aber welche? Silikatisch gebundene Ferroverbindungen kommen in allen Böden der Ragundagegend reichlich vor; man sieht sogleich unter dem Mikroskop ganz unverwitterte Körner von Biotit, Amphibol etc. Ich betrachte es daher als ausgeschlossen, dass die braune Farbe vieler Tone durch Oxydation von Ferrosilikatverbindungen entstanden sein kann, vielmehr muss sie entweder durch Oxydation von *Ferrosulfid*, *FeS*, *Ferrokarbonat*, $FeCO_3$ oder *Pyrit*, FeS_2 gebildet sein.

Wenn wir jetzt zu Tab. 4 zurückkehren, finden wir, dass Probe 4, die grauschwarz war, auch die einzige in der ganzen Tabelle ist, in der der Gehalt an FeO über die Versuchsfehler, die etwa 0·01 % betragen, steigt. Da es mir nicht gelungen ist, Schwefel durch Salzsäure und Bleisalzpapier nach-

zuweisen, muss diese in Essigsäure leichtlösliche Verbindung Ferrokarbonat sein. Die Vermutung, dass es in Probe 5 eben dieser kleine Gehalt an $FeCO_3$ ist, der oxydiert worden ist und als Farbstoff dient, wird da sehr wahrscheinlich, und ich nehme daher an, dass die Braunfärbung der Tone auf Oxydation eines kleinen Gehalts an $FeCO_3$ beruhen kann. — Probe No. 5 gehört einem im Folgenden zu beschreibenden Bodenprofil an (Profil No. 1, Seite 238).

Die Lehme sind meistens Teile von den Deltasedimenten der Indalsälf. Sie sind im allgemeinen kalkhaltig, aber weniger als der Warwenton. Dies stimmt ja auch dazu, dass sie oft zweimal abgelagert sind, zuerst als glaziale Bildungen und dann als Deltabildungen. Die beiden in Tab. 4 u. 5 untersuchten Proben sind nicht ausgelaugt und können als gute Beispiele der Eigenschaften der Deltalehme dienen. Beide gehören näher zu besprechenden Bodenprofilen (No. 2 u. 3) an. Die Lehme sind trocken gelb gefärbt und würden, wenn sie nicht so ausgeprägt geschichtet (Jahresschichten wie LIDÉN gezeigt hat; vgl. Seite 227) wären, dem Löss sehr ähnlich sein (vgl. FEGRAEUS, 10 p. 35).

In den äussersten Teilen der Deltas, geht der Lehm (schwed. Mjäla) in einen dünngeschichteten Ton (schwed. Fjordlera) über[1]; dieser ist dem Warwenton sehr ähnlich und wie dieser karbonathaltig. Dagegen giebt es Teile von den Deltalehmen, die von Anfang an $CaCO_3$-frei sind; ich habe einmal eine schräge, mit den ebenfalls schrägen Schichten parallele Kalkgrenze beobachtet. Besonders wenn die Jahresschichten (Warwen) dünn sind, ist der Lehm oft $CaCO_3$-frei. (Vgl. HÖGBOM 17.)

Die proximalen Gebiete der Deltas bestehen aus Sand, der meistens geschichtet ist. Ein Repräsentant dieser Ablagerungen ist Probe 8 (Tab. 4 u. 5). Zuweilen scheint der einschlägige Sand von Anfang an kalkfrei zu sein. Dies ist auch meistens der Fall mit dem bei der Entleerung des Ra-

[1] Vgl. AHLMANN, SANDEGREN, CARLZON 1, p. 351.

gundasees im Jahre 1796 in einigen Tagen abgelagerten Sande. Diese interessante Bildung zeigt indessen bezüglich des Kalkgehalts wie in anderen Hinsichten grosse Variationen; so kann man wie in Probe 9 (Tab. 4 u. 5) sogar 2·6 % $CaCO_3$ finden. Der Sand enthält oft Klümpchen von Lehm, die bei der Katastrophe mitgerissen wurden, die aber nicht Zeit gehabt haben, zermalen zu werden. Die Natur des Sandes ist von CARLZON festgestellt. Probe 9 gehört einem später zu beschreibenden Profil (No. 4) an.

Die äolischen Bildungen endlich sind zuweilen $CaCO_3$-führend. Bei Ammer habe ich eine solche gefunden, die weiter unten (Profil 5) besprochen werden soll. Probe 10 gehört derselben an.

Als Resultat der Untersuchung gilt also, *dass die meisten Ablagerungen karbonathaltig sind. Der Warwenton ist die reichste, der Sand bezw. Osgrus die ärmste Ablagerung. Alle enthalten $MgCO_3$ nur als geringe Verunreinigung, die neben $CaCO_3$ vernachlässigt werden kann. Dies gilt in noch höherem Masse von $FeCO_3$, das nur im schwarzen Ton irgend eine Rolle spielt.*

Die Auslaugung von $CaCO_3$ im Boden.

Die Auslaugung von $CaCO_3$ im Boden ist offenbar eine Folge des CO_2-Gehaltes des heruntersickernden Regenwassers. Dass die Humusstoffe dabei direkt eine Rolle spielen, ist wenig wahrscheinlich; man hat ja immer die Kalkhumate als schwerlöslich betrachtet. Dagegen haben die Humusstoffe indirekt für die $CaCO_3$-Auslaugung die grosse Bedeutung, einen Teil der Kohlensäure zu produzieren. Durch Oxydation der Humusstoffen sowie durch die Atmung der Pflanzenwurzeln entsteht nämlich der Gehalt an Kohlensäure in der Bodenluft. Diese wird dadurch viel reicher an CO_2 als die gewöhnliche Atmosphäre, was einen hohen CO_2-Gehalt im heruntersickernden Wasser bedingt.

Wir wollen also die $CaCO_3$-Auslaugung als eine Funktion der Menge durchsickernden Wassers, und dessen mittleren CO_2-Gehaltes [1] betrachten. Wenn diese beiden Faktoren für verschiedene Böden bei gleichen Temperaturverhältnissen gleich sind, muss die jährlich ausgelaugte Quantität $CaCO_3$ in den verschiedenen Böden dieselbe sein, wenn der $CaCO_3$-Gehalt so gross ist, dass das heruntersickernde Wasser daran gesättigt wird. Das Wasser muss ja $CaCO_3$ lösen, bis es gesättigt ist, und die Korngrösse des Materials muss also theoretisch wenig Einfluss haben. Der Gehalt der Bodenluft an Kohlensäure ist freilich ein sehr wichtiger Faktor. Nach SCHLOESING (25) dürfte aber eine nicht zu grosse Änderung des CO_2-Gehalts der Bodenluft nur eine kleine Änderung in der Sättigungskonzentration des sauren Calciumkarbonates hervorrufen. SCHLOESING hat die Löslichkeit des sauren Calciumkarbonates in CO_2-haltigem Wasser bei verschiedenen CO_2-Drucken untersucht; dabei fand er z. B., dass, wenn der CO_2-Druck, etwa 0·014 Atm. beträgt, die Sättigungskonzentration von $Ca(H.CO_3)_2$ in g. $CaCO_3$, pro l. berechnet, 0·223 ist; bei dem doppelten Druck ist die Sätitgungskonz. 0·296 g pro. l und bei dem zehnfachen 0·553 g.

Aus theoretischen Gründen will ich also behaupten, *dass die Ca CO_3-Auslaugung hauptsächlich eine Funktion der Menge des heruntersickernden Wassers ist.*

In einem Bodenprofil in der Gegend von Ragunda kann man in Bezug auf die $CaCO_3$-Auslaugung *3 Zonen* entscheiden. Die *erste* ist durch Auslaugung von $CaCO_3$ völlig frei geworden. In der *zweiten* schreitet die Auslaugung in allen Niveaus fort. Die *dritte* endlich ist der von Auslaugung ganz unberührte Untergrund, wo sich zuweilen Konkretionen sammeln können. Die Grenze zwischen der ersten und zweiten Zone nenne ich die *Kalkgrenze;* diese ist immer sehr leicht mit Salzsäure aufzusuchen, denn dort fängt das Aufbrausen an. Bei einer feinkörnigen, $CaCO_3$-reichen Ablagerung, ist

[1] Die Auslaugung durch andere Säuren kann, wie ich glaube, neben der Kohlensäureauslaugung vernachlässigt werden.

die zweite Zone sehr dünn (Profil 1 und 2), bei einer Grobkörnigen, besonders wenn diese arm an $CaCO_3$ ist, mächtiger (Profil 4). Im feinkörnigen Boden wird ja natürlich das heruntersickernde Wasser sehr bald gesättigt, bei einem grobkörnigen erst in grösseren Tiefen. Darum sinkt die Kalkgrenze verhältnismässig schnell im Lehm, wo ich z. B. bei Krokvåg die Kalkgrenze in 7·8 m Tiefe gefunden habe (Profil 6). Im Sand sinkt die Kalkgrenze nicht so schnell; ich habe bei Döviken eine Tiefe derselben von 3 bis 4 *m* gefunden und bei Bispgården nur 2·6 *m*. Dagegen muss wohl die Grenze zwischen der zweiten und der dritten Zone im Sand viel schneller als im Lehm fortschreiten; diese Grenze ist aber leider nur durch mühsames Analysieren zu bestimmen (Profil 1, 2 und 3).

Wenn die Kalkgrenze bei ihrem langsamen Heruntersinken den Grundwasserstand erreicht, müssen natürlich andere Faktoren als die oben Skizzierten Einfluss üben; dies hat offenbar das Studium der Auslaugung besonders im Warwenton sehr kompliziert gemacht.

Ich habe in der vorliegenden Arbeit versucht, *die jährlich ausgelaugte Quantität $CaCO_3$* in einigen Böden der Ragundagegend zu bestimmen. Wie bekannt wurde der Ragundasee im Jahre 1796 durch eine Katastrophe binnen einigen Tagen entleert, und der Seeboden auf eine grosse Strecke hin trocken gelegt. Wie ich schon in der vorläufigen Mitteilung hervorgehoben habe, kann man die Entwickelung der verschiedenen Bodenprozesse auf dem getrockneten Seeboden studieren und dadurch eine Vorstellung von deren Geschwindigkeit bekommen.

Dies gelang aber zuerst nicht mit der Kalkauslaugung. Die Kalkgrenze zeigte auf dem alten Seeboden eine so tiefe Lage, dass mir die Sache völlig rätselhaft erschien. Freilich konnte ich mir zum Teil die tiefe Lage der Kalkgrenze auf dem Seeboden daraus erklären, dass dieser wegen der grossen Schwankungen des Wasserstandes (wahrscheinlich 6—7 *m*

zwischen dem höchsten und niedrigsten Wasserstande) einige Monate des Jahres hindurch trocken, der auslaugenden Wirkung des Regens ausgesetzt, gelegen haben muss. Auch könnte man sich eine Auslaugung durch das Seewasser denken. Da kam die Entdeckung[1], der Herren Lic. phil. R. SANDEGREN und Cand. phil. C. CARLZON, *dass der Ragundasee während einer früheren Epoche einen bedeutend niedrigeren Wasserstand gehabt hat.* Dies erklärt die tiefen Kalkgrenzen, die ich auf dem Seeboden gefunden habe, und ich war mir nunmehr klar darüber, dass es auf diesem nie gelingen würde, die Auslaugungsgeschwindigkeit des $CaCO_3$ zu bestimmen.

Glücklicherweise hat indessen die Indalsälf bei der Katastrophe 1796 viele Erosionsterrasse gebildet, von denen die bei Hammarstrand während der wenigen Tage da die Indalsälf südlich vom Prästberget einen Wasserfall bildete, bevor sie die Steinschwelle bei Hammarforsen erreichte, entstanden ist.[2] Taf. 3 giebt eine Ansicht von dieser Terrasse, die nur an ein paar Punkten zu Ackerbauzwecken benutzt wird. An dieser Terrasse zeigte es sich nun, dass die Auslaugung verhältnismässig sehr wenig fortgeschritten ist. Der Boden besteht hauptsächlich aus Sand, der bei der Katastrophe abgesetzt wurde. Dieser Sand enthält in einigen Gebieten $CaCO_3$; auch der Lehm, der im südlichsten Teil der Terasse auf einem Punkt den Boden bildet, und der Ösgrusboden, der sich im nördlichen Teil der Terrasse findet, ist kalkhaltig.

Auf Taf. 3 sieht man die steilen Wände des postglazialen Lehms mit etwas Sand (2—3 *m*, von 1796) bedeckt.

Auf dieser Terrasse habe ich nun die Auslaugung studiert. Die Kalkgrenze hier verläuft im Lehm nur in etwa 18 *cm* Tiefe. Der Sand braust zuweilen mit HCl noch an der Oberfläche auf, aber es hat sich in diesen Fällen gezeigt, dass es immer grosse Silurkalkkörner sind, die jedes für

---

[1] Diese Entdeckung ist noch nicht veröffentlicht worden. Für die Erlaubnis sie hier mitzuteilen, spreche ich meinen besten Dank aus.

[2] AHLMANN, CARLZON, SANDEGREN, **1** p. 348.

sich aufbrausen; in den feinkörnigeren Fraktionen ist schon alles $CaCO_3$ ausgelaugt. Zuweilen verläuft die Kalkgrenze im Sand in 10—15 *cm* Tiefe, zuweilen noch tiefer, was wahrscheinlich von dem ursprünglichen Gehalt an $CaCO_3$ abhängt. Die genaue Beschreibung zweier charakteristischen Bodenprofile von der Erosionsterrasse wird im nächsten Abschnitt gegeben.

Beschreibung von Bodenprofilen.

Profil 1.

Warwenton bei der kleinen Ziegelei an der Singså (kleiner Nebenfluss der Indalsälf). Höhe über dem Meere 144 *m*, also 6 *m* über der höchsten Hochwasserlinie des Ragundasees (138·8 *m* nach Ahlmann). Fig. 3 giebt eine Vorstellung von dem Profil. Der Ton ist chemisch und mechanisch analysiert worden. (Probe 5, Tab. 4 u. 5 Seite 229, 230).

Der Warwenton ist von ganz normalem Typus, braun gefärbt, hochplastisch und zähe. Bis etwa 50 *cm* Tiefe sind die Schichten ziemlich durch Verwitterung zerstört worden, und der Ton ist hier von zahlreichen Rissen durchzogen. Bei einer Tiefe von cirka 120 *cm* findet sich eine dicke, von sehr gleichförmigem, feinem Sand gebildete Schicht, deren obere Grenze horizontal, wie die übrigen Tonschichten, ist, aber die nach unten eine etwas unregelmässige Dicke besitzt. Ähnliche Schichten sind in den Warwentonen Norrlands nicht selten, nach De Geer (9, p. 469) sind sie durch die heftige Entleerung eines abgesperrten Sees während der Abschmelzung des Eises entstanden. Hierdurch ist also eine gleichförmige Zone im Profil gebildet, wo man die Kalkauslaugung bequem studieren kann, ohne dass man ursprünglich verschiedenen $CaCO_3$-Gehalt zu befürchten braucht. Wie Högbom (17) gezeigt hat, ändert sich nämlich der Gehalt an $CaCO_3$ sehr stark von der Sommerzone an bis zur Winterzone einer Tonschicht.

Was diesem Profil, das sonst normal für die Warwenton-

böden der Ragundagegend ist, ein besonderes Interesse verleiht, ist der Umstand, dass die Kalkgrenze bei ihrem langsamen Sinken eben in diese gleichförmige Sandschicht eingedrungen ist. Die Kalkgrenze verläuft nämlich in etwa 120 cm Tiefe (nach links, Fig. 3), was ungefähr normal für die Warwentonböden in Ragunda sowie in der Gegend von Bispgården ist. In diesem besonderen Profil bot sich nun eine gute Gelegenheit, das Verhältnis der Kalkgrenze zur Erdoberfläche zu studieren, denn der Boden war teils nahezu horizontal, teils

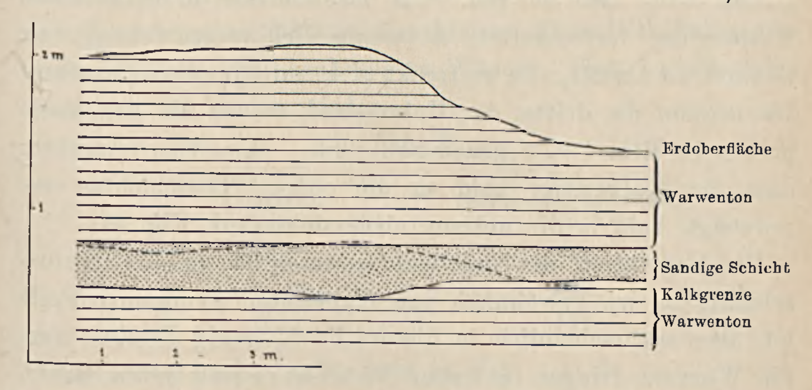


Fig. 3. Profil in frisch entblösstem Ton in einer Tongrube.

etwas gegen das kleine Tal der Singså geneigt. Wie aus Fig. 3 hervorgeht, neigt sich auch die Kalkgrenze mit der Bodenoberfläche ziemlich konform. Eine Rinnenprobe aus dem feinen Sande wurde gesammelt. Die Analysen derselben (und noch einer Probe aus 35 *cm* Tiefe unter der Kalkgrenze) sind in Tab. 6 wiedergegeben. Die Rinne wurde mit ihrem oberen Rand an der Kalkgrenze in die Wand eingepresst; die Zahlen der Tiefe bedeuten also die Niveaus unter der Kalkgrenze.

Tab. 6.

Tiefe unterhalb des Oberrandes der Rinne.	$CaCO_3$ (aus der CO_2-Bestimmung berechnet).
cm	%
0·0	0·33
2·5	2·06
5·0	2·47

Tiefe unterhalb des Oberrandes der Rinne.	$CaCO_3$ (aus der CO_2-Bestimmung berechnet).
7·5	3·08
10	3·94
15	4·26
20	4·28
25	5·08
35	5·04

Die erste Zone reicht hier von der Oberfläche bis zur Kalkgrenze, also *120 cm* tief. Die zweite Zone, in welcher die Auslaugung fortschreitet, ist wenig dick wegen des grossen Gehalts an $CaCO_3$; sie erstreckt sich nur *20 cm* nach unten. Da beginnt die dritte, der Untergrund, wovon die Analysenproben in Tab. 4 u. 5 genommen sind. — Es ist zu bemerken, dass die Kalkgrenze bald in die oberen Tonschichten emporsteigt, bald in die unteren niedersinkt (vgl. Fig. 4).

Die Vegetation, die Nadelwald gewesen ist, und die Humusschicht, die wie gewöhnlich auf Warwenton wenig entwickelt ist, üben wahrscheinlich in diesem Profil wenig Einfluss aus; die Wurzeln dringen im festen Ton nicht so weit unten hervor.

Das interessanteste Resultat des Studiums dieses Profils ist dies: *trotzdem der Ton die für Wasser am wenigsten permeable Ablagerung ist, genügt nicht die ziemlich starke Neigung, um alles Regenwasser abfliessen zu lassen, sondern ein sehr bedeutender Teil desselben muss in den Boden eindringen und eine $CaCO_3$-auslaugung bewirken. Dass eine erhebliche Permeabilität beim Ton*[1] *vorhanden ist, ist ja durch die ziemlich tiefe Lage der Kalkgrenze überhaupt bewiesen; dazu zeigt Profil 1, dass die Auswaschung im geneigten Teil des Bodens nur unbedeutend kürzer als im Ebenen vorgedrungen ist.*

Profil 2.

Postglazialer Warwenlehm[2] am »Vikbäcken». Höhe über dem Meere 135 *m* (Ahlmann), also 3 *m* unter dem höchsten

[1] Vgl. Sahlström, **24**.
[2] Warwenlehm, Vgl. p. 227.

Wasserstand des Ragundasees. Der Lehm ist als Probe 7 in Tab. 4 u. 5 chemisch und mechanisch analysiert.

Dieser Boden war bei niedrigem Wasserstand trocken und ist wahrscheinlich während einer früheren Epoche völlig trocken gewesen (vgl. Seite 237). Die Kalkgrenze liegt hier in einer Tiefe von 220—230 *cm* unter der horizontalen Bodenoberfläche. Die Warwen haben eine Neigung von 8° gegen die Horizontallinie und Kalkgrenze. Diese muss also eine *Auswaschungsgrenze* sein. Das Profil findet sich in einer nach der Katastrophe 1796 von dem kleinen Fluss Vikbäcken ausgrabenen Ravine mit senkrechten Wänden. Tab. 7 giebt einige Analysen des Lehms wieder.

Tab. 7.

Tiefe unterhalb der Kalkgrenze *cm*	Ca CO_3 (aus der CO_2-Bestimmung berechnet) %
3—6	1·45
8—10	2·27
100	1·95

Die letzte Probe ist Probe 6 in Tab. 4 u. 5.

Hier ist offenbar die zweite Zone noch weniger dick als bei der Sandschicht in Profil 1. Dies beruht wahrscheinlich auf der kleineren Korngrösse im Vergleich mit dem Sande. Profil 2 ist charakteristisch für den postglazialen Lehm, der einmal Seeboden im Ragundasee gewesen ist. Man findet nämlich in solche Böden meistens eine 2 bis 3 *m* tiefe Kalkgrenze. Vielleicht ist es kein Zufall, dass die Kalkgrenze in solchen Profilen auf demselben Niveau liegt wie wahrscheinlich der Niedrigwasserstand des Ragundasees, 133 *m* über dem Meere. Die Tiefe der Kalkgrenze fällt also mit der *tiefsten* Lage des Grundwasserstandes zusammen, denn dieser Boden ist sehr nahe dem Ufer des alten Sees gelegen in den Jahreszeiten, da er nicht überschwemmt gewesen ist. Wenn man von der geringen Verschiebung der Kalkgrenze seit 1796 absieht, kann man also vielleicht diese als einen »*fossilen Grundwasserstand*» betrachten. Die Vegetation spielt

in Profil 2 für die Kalkauslaugung keine Rolle; der Boden ist ein vorheriger Waldboden, auf welchen Wiesenpflanzen überzusiedeln angefangen haben.

Profil 3.

Postglazialer Warwenlehmboden auf der Erosionsterrasse zu Hammarstrand. Höhe über dem Meere 119·4 *m*, also 19·3 *m* unter dem alten Seeniveau (Ahlmann). Der Boden im Profil ist etwas geneigt und liegt neben der Steigung, welche die

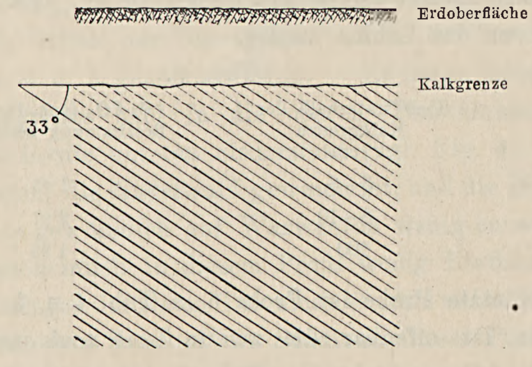


Fig. 4. Profil in Warwenlehmboden.

Terasse begrenzt. Die Vegetation ist junger, lichter Laubwald von dem in den norrländischen Flusstälern gewöhnlichen Typus. Der Boden ist mit Gras und etwas Moos bewachsen. Der Lehm ist als Probe 6, Tab. 4 u. 5 analysiert.

In Fig. 4 ist das Profil gezeichnet. Die Lehmwarwen bilden einen Winkel von 33° mit der Erdoberfläche. Oben hat man eine humose sandige Schicht von 5 bis 7 *cm* Mächtigkeit, darunter ist der Boden völlig humusfrei. Bei einer Tiefe von ungefähr 18 *cm* verläuft die Kalkgrenze als eine etwas gebrochene Linie. Die Schichten sind deutlich wahrnehmbar bis zur Kalkgrenze, darüber sind die Grenzen zwischen ihnen fast ganz verwischt. Der Lehm über diesem Niveau ist jedoch ausser betreffs des $CaCO_3$-Gehalts demjenigen

unter derselben völlig gleich; mechanische Analysen (Tab. 5, Probe 6 b u. 6 a) haben dies bestätigt.

Das Profil ist im südlichsten Teil der Terrasse gelegen, wo diese immer schmäler wird, um zuletzt aufzuhören. Die Indalsälf erodiert hier jedes Jahr, wodurch im Profil immer frisches Material entblösst wird. Die Erosionsterrasse ist beinahe überall ausser an diesem Punkt von Sand bedeckt, der bei der Katastrophe 1796, als die Terrasse (vgl. Seite 237) in einigen Tagen gebildet wurde, dahingeschwemmt wurde. Dass sich hier kein Sand findet, erklärt sich daraus, dass wahrscheinlich dieser Punkt, der an der Peripherie der Terrasse liegt, am spätesten vom Fluss ausgegraben wurde. Der Wasserstand ist zu schnell gesunken, als dass irgendwie Sand hier abgelagert werden konnte. *Wir haben also eine Erdoberfläche, die durch eine Naturrevolution, wahrscheinlich in ein paar Tagen, vielleicht in wenigen Stunden, aus frischem, Warwenlehm ausgeschnitten worden ist und die ohne jede Einwirkung der Menschen 117 Jahren lang erhalten geblieben ist.* Dazu kommt, dass die Lehmschichten mit der Oberfläche einen Winkel von 33° bilden. Hier bot sich also eine vorzügliche Gelegenheit, die $CaCO_3$-Auslaugung zu studieren, denn der Lehm war kalkhaltig.

Ich habe eine gut ausgeprägte Schicht herausgewählt und den $CaCO_3$-Gehalt derselben durch ungefähr 50 Analysen in verschiedenen Tiefen unter der Erdoberfläche ermittelt. Zuerst wurde der mittlere Gehalt der Schichten, die der zu untersuchenden nahe lagen, bei einer Tiefe von 210 *cm* durch 4 Analysen ermittelt, (Tab. 1: Lehm), und diese Schichten auch einer näheren chemischen und mechanischen Untersuchung unterworfen. (Tab. 4, No. 6, Tab. 5, No. 6 a). Der mittlere Gehalt dieser Schichten stimmte gut mit demjenigen der Untersuchungsschicht überein.

Nach Högbom (17) ist der $CaCO_3$-Gehalt in verschiedenen Zonen einer Schicht eines Warwentones sehr verschieden; klein in der Winterzone, gross in der Sommerzone; nach Lidén

(20) und DE GEER (8) sind die Warwen in unsern Flusslehmen auch Jahresschichten; es war daher zu erwarten, dass auch hier eine solche Verschiedenheit zwischen den Zonen einer Schicht bestand. Tatsächlich ergab auch die Analyse einer Winterzone 1·99 % $CaCO_3$ und die einer Sommerzone 3·36 % $CaCO_3$, was eine erhebliche Fehlerquelle bei der Bestimmung der ausgelaugten Quantität $CaCO_3$ aufzeigt. Die eben erwähnten Analysenproben sind tief (190 *cm*) unter der Kalkgrenze entnommen und also sicher nicht ausgelaugt.

Ich habe mich daher bemüht, den *mittleren* $CaCO_3$-Gehalt der ausgewählten Schicht in sorgfältig entnommenen Rinnenproben zu bestimmen. Die Rinnen wurden in die Lehmwand eingepresst, so dass ich eine Lehmsäule aus derselben Schicht von einer Länge von 150 *cm* erhielt. Dazu wurden mehrere Proben in gewöhnlicher Weise in Leinensäckchen genommen. Das Resultat der Untersuchung der Proben ist in Tab. 8 zusammengestellt.

Tab. 8.

Tiefe unterhalb der Erdoberfläche. *cm*	$CaCO_3$ (aus der CO_2-Bestimmung berechnet.) %
17	0·21
18	0·69
23	1·36
29	1·25
34	2·14
40	1·49
45	2·08
50	3·07
56	3·67
61	3·39
64	3·12
67	2·20
72	2·92
77	3·01
83	3·23
88	2·67

Tiefe unterhalb der Erdoberfläche.	$CaCO_3$ (aus der CO_2-Bestimmung berechnet).
cm	%
94	3·29
130	2·86
157	2·96
185	3·01
210	3·03

Die ersten acht Zahlen sind Mittel von zwei bis drei Analysen. Ein Teil der Tab. 8 ist in Fig. 5 als Kurve I grap-

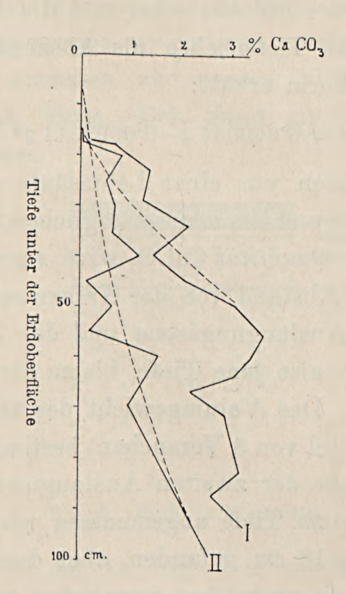


Fig. 5. Graphische Darstellung von Tab. 8 (I) und Tab. 9 (II).

hisch wiedergegeben. Es ergiebt sich eine sehr gebrochene Linie. Dies beruht auf zwei Ursachen: sobald eine Wurzel die Lehmschicht durchdringt, geht das Wasser leichter hindurch, und um so mehr $CaCO_3$ wird ausgelaugt. Tatsächlich konnte ich in vielen Fällen nachweisen, dass, *wo Minima im $CaCO_3$-Gehalt vorlagen, in der Rinne auch Reste von alten Wurzeln zu konstatieren waren.* Die zweite Ursache ist der oben gennante, variierende Gehalt an $CaCO_3$ in den verschiedenen Zonen ei-

ner Lehmschicht; es kommt offenbar sehr darauf an, dass man wirklich die mittlere Zusammensetzung der Schicht erhält. Bei grösseren Tiefen wird indessen, wie aus der Tabelle hervorgeht, der mittlere $CaCO_3$-Gehalt nahezu konstant.

Um berechnen zu können, wie viel $CaCO_3$ hinweggewaschen ist, habe ich die Kurve bis 50 *cm* Tiefe[1] nach der Methode der kleinsten Quadrate ausgeglichen. Man erhält dann die gestrichelte Linie, deren Gleichung, wenn der Nullpunkt bei der Tiefe der Kalkgrenze gedacht wird und die Prozentachse als Ordinatenachse, die Tiefenachse als Abszissenachse gewählt werden, folgende Form erhält:

$$y = 0{\cdot}060034\, x - 0{\cdot}0008811\, x^2$$

Die in 117 Jahren aus einer Lehmsäule von 1 cm^2 Querschnitt, 43 *cm.* Höhe und einem ursprünglichen Gehalt von 3·00 % $CaCO_3$ *ausgelaugte Quantität* $CaCO_3$ wird z genannt. Die Zahl 43 bezeichnet den Abstand von der Grenze zwischen der zweiten und dritten Auslaugungszone und der 7 *cm* dicken, humosen Sandschicht, also jene Tiefe, bis zu der die Auslaugung vorgedrungen ist. Das Volumgewicht des trockenen Lehmes wurde zu 1·49 (Mittel von 3 Versuchen) bestimmt. Die Zahl 35 bezeichnet die Dicke der zweiten Auslaugungszone, wenn die Kalkgrenze bei 15 *cm* Tiefe angenommen wird. I der Natur wurde sie bei 17—18 *cm* gefunden, aber durch die Analysen ist ihre Lage etwas nach oben verschoben worden. Man erhält dann z aus folgender Relation:

$$z = \frac{1{\cdot}49}{100}\left[43 \cdot 3{\cdot}00 - \int_0^{35} (0{\cdot}0600\, x - 0{\cdot}00088\, x^2)\, dx\right]$$

Es ergiebt sich: $z = 1{\cdot}19\ g$, *was der in 117 Jahren aus einem* cm^2 *Boden ausgelaugten Menge* $CaCO_3$ *entspricht. In einem Jahre macht das ungefähr* $0{\cdot}010\ g$ $Ca\,CO_3$ *pro* cm^2.

---

[1] Bei 50 cm Tiefe verläuft offenbar die Grenze zwischen der zweiten und dritten Zone.

Die im Vergleich mit Profil 2 grosse Ausdehnung der zweiten Zone beruht sicher auf den Wurzelkanälen und vielleicht anderen Spalten, die durch die geringe Tiefe unter der Erdoberfläche bedingt sind.

Profil 4.

Sand, ziemlich grob. Auf der Erosionsterrasse zu Hammarstrand. Höhe über dem Meere wie Profil 3. Der Sand ist im Jahre 1796 während einigen Tagen vom nahegelegenen Os dahingeschwemmt worden und ist reich an Lehmklümpchen, die bei der Katastrophe mitgerissen wurden, aber nicht Zeit gehabt haben, zermalen zu werden. Vegetation: Kiefern, Preisselbeerkraut, Moos. Der Sand ist in Tab. 4 u. 5 als Probe 9 analysiert.

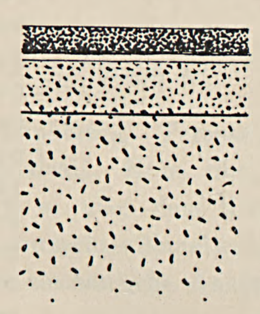


Fig. 6. Profil in Sandboden.

Das Bodenprofil ist in Fig. 6 wiedergegeben. Von oben nach unten sind die Schichten: Rohhumus 4·5—5 *cm* dick; Bleichsand, $^1/_2$ *cm* dick. Der Bleichsand ist gar nicht so ausgeprägt wie älterer Bleichsand, aber jedoch deutlich wahrnehmbar. Unter dem Bleichsand kommt eine 10 *cm* dicke Schicht, die rot zu werden beginnt und offenbar die in 117 Jahren vollzogene Rotsandbildung darstellt. Wo die Schicht aufhört, verläuft die Kalkgrenze. Es kommt darin eben die Tatsache zum Ausdruck, dass der Eisentransport nur in $CaCO_3$-freiem Material fortschreiten kann. Unter der Kalkgrenze findet sich gleichförmiger, $CaCO_3$-haltiger Sand.

18—*140222. G. F. F. 1914.*

Der auf der Erosionsterrasse angeschwemmte Sand ist im allgemeinen sehr ungleichförmig, denn grobkörnige und feinkörnige Lager wechseln mit einander ab. Das untersuchte Profil wurde daher sorgfältig dort herausgegraben, wo der Sand am gleichförmigsten war. Ein paar Proberinnen und einige anderen Proben wurden genommen; die Analysen gehen aus Tab. 9 hervor.

Tab. 9.

Tiefe unter der Erdoberfläche *cm*	$CaCO_3$ (aus der CO_2-Bestimmung berechnet) %
15	0·03
17	0·05
20	0·79
25	0·53
30	0·69
35	0·64
40	1·13
45	0·14
50	0·64
55	0·21
60	1·56
65	1·27
70	1·00
80	1·56
90	2·07
100	2·61

Tab. 9 ist in Fig. 5 als Kurve II wiedergegeben. Wie bei Kurve I erhält man eine sehr gebrochene Linie, die jedoch einen mit der Tiefe deutlich wachsenden Gehalt an $CaCO_3$ anzeigt. Es unterliegt keinem Zweifel, dass dies auf der Auslaugung des $CaCO_3$ in den oberen Teilen des Profils beruht. Leider wird eine Berechnung der ausgewaschenen Quantität $CaCO_3$ hier kaum mehr als die Grössenordnung ergeben, denn man kann ja keinesfalls behaupten, dass der Sand in jeder Tiefe denselben Gehalt an $CaCO_3$ gehabt hat. Im Gegenteil deutet das grosse Minimum der Kurve II bei 40—50 *cm* Tiefe auf einen ursprunglich verschiedenen Gehalt hin. Es

ist indessen interessant, dass die Unregelmässigkeiten der Kurve aufhören, sobald wir unter die Zone mit den meisten Wurzeln gekommen sind. Von 70 *cm* an nach unten verläuft die Kurve sehr stetig. Der Gehalt wird jedoch hier nicht konstant, wie in Profil 3; ich bin nicht genügend tief gedrungen, was indessen nicht so leicht war. Vielleicht können also Teile des Profils einen grösseren Gehalt als 2·61 % gehabt haben.

Ich habe indessen eine Berechnung angestellt auf dieselbe Weise wie in Profil 3, um zu sehen, ob die Grössenordnung dieselbe war. Die Berechnung ergab 2·40 g $CaCO_3$, während 117 Jahren ansgelaugt, also ungefähr 0·02 g pro Jahr und cm^2. Die Grössenordnung scheint also ungefähr dieselbe wie in Profil 2 (0·01 g $CaCO_3$ pro Jahr und cm^2 zu sein.)

Profil 5.

Flugsand, sehr feinkörnig. Terasse nahe dem Dorf Ammer neben der Indalsälf. Höhe über dem Meere: 158·9 *m* (Ahlmann), also 20 *m* über dem Niveau des Ragundasees (138·8 *m*). Vegation: gemischter Nadelwald mit überwiegend Kiefer. Chemische und mechanische Analysen: Probe 10, Tab. 4 u. 5.

Dieser sehr feine Flugsand — man könnte beinahe Löss sagen — ist eine in den norrländischen Flusstälern häufige Ablagerung, erreicht aber selten so grosse Mächtigkeit wie hier und ist auch in anderen Hinsichten hier besonders interessant. Die Ausbreitung des Flugsandes ist in der Kartenskizze Fig. 7 angedeutet. Die grösste Mächtigkeit erreicht der Flugsand an dem steilen Abhang gegen W, wo die Indalsälv an der Terasse in einer Tiefe von cirka 30 *m* unter der Terrassenfläche vorbeifliesst. Die Indalsälf hat hier den steilen Absturz ausgeschnitten und erodiert weiter jedes Jahr beim Hochwasser. Gegen S. ist auch die Terrasse durch einen steilen Abhang begrenzt; hier aber findet sich ein System

von niedrigeren Terrassen[1] zwischen der Terrasse und dem nächsten Strom, der Ammerå (Nebenfluss der Indalsälf). Gegen N ist die Terrasse durch eine kleine Senkung, die in der Skizze nicht angedeutet ist, mit dem naheliegenden Terrain verbunden.

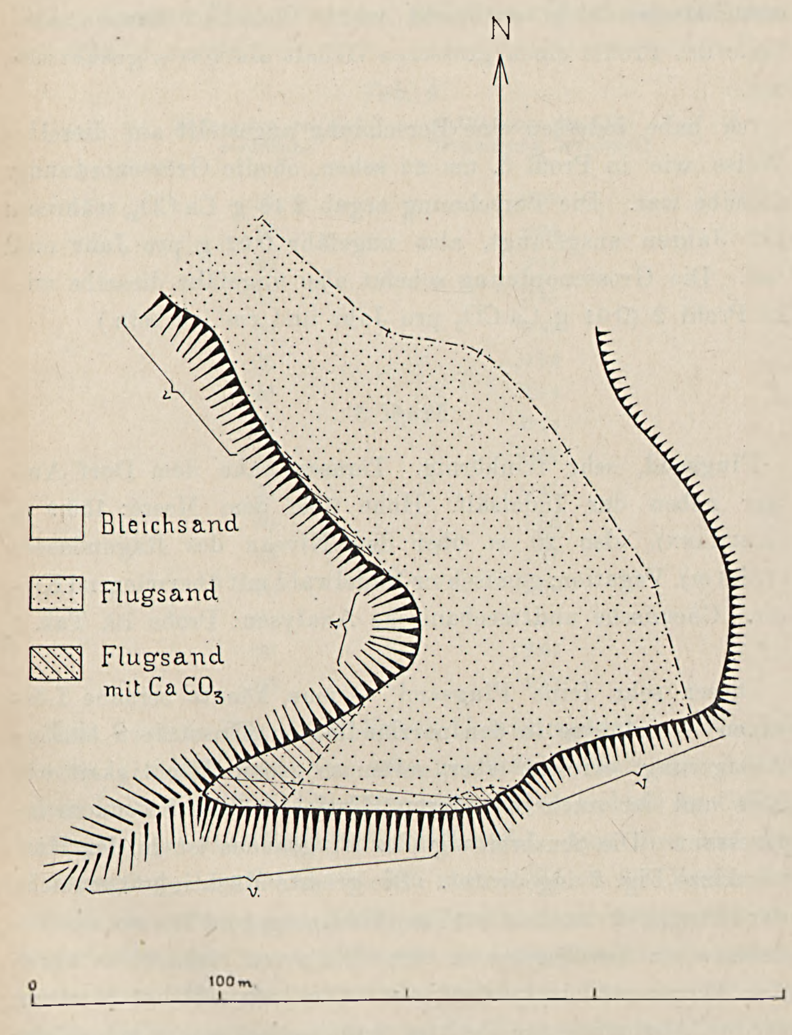


Fig. 7. Die Ausbreitung des Flugsandes auf der Terasse zu Ammer.

[1] Diese Terassen sind von AHLMANN, 1 p. 345 beschrieben.

Die Bildung der Flugsanddecke beruht offenbar darauf, dass hauptsächlich westliche Winde Sand von dem frisch erodierten Abhang mitgerissen haben, der dann auf dem Waldboden abgelagert wird. Wegen der Vegetation kann eine Dünenbildung nicht stattfinden, denn einmal abgelagert, kann nicht das Material von dem im Walde geschwächten Wind emporgewirbelt werden. Es entsteht darum diese gegen E. an Dicke abnehmende Flugsanddecke, deren Mächtigkeit am westlichen Rande (nach der Indalsälf zu) im allgemeinen cirka 30 *cm* beträgt, aber bisweilen 60 *cm* (die Südwestspitze der Terrasse) erreicht.

Innerhalb gewisser Linien war der Flugsand $CaCO_3$-haltig; diese sehr diffusen Grenzlinien wurden mit Salzsäure aufgesucht. Es zeigte sich da, dass die Gebiete, die $CaCO_3$ enthalten, auch die mächtigsten sind und dass diese Gebiete der Mächtigkeitsmaxima und $CaCO_3$-Gehalt in bestimmter Relation zur Vegetation auf dem Abhang stehen. Einige Gebiete des Westabhanges sind mit einem 30—40 jährigen Laubwald bewachsen; hier ist offenbar in den letzten 30 bis 40 Jahren keine Erosion durch die Indalsälf vorgekommen, und kein Material ist daher vom Winde während dieser Zeit abgelagert worden. Diese Gebiete des Abhangs sind in Fig. 7 mit V bezeichnet. Der Süd-Abhang war im allgemeinen mit Mischwald bewachsen, nur ein kleines Gebiet war davon frei; dort fand sich aber auch ein kleines Maximum der Dicke mit $CaCO_2$-Gehalt, wie ich es auf der Karte vermerkt habe. Auch andere Winde als Westwinde sind also bei der Flugsandbildung tätig gewesen.

Fig 8 giebt ein Bild vom Abhang gegen W. Man sieht zwei Vegetationsgebiete.

Fig. 9 und 10 illustrieren das Bodenprofil im Flugsand. Das Profil 10 ist längs der feinen Linie auf der Karte, die sich von dem westlichsten $CaCO_2$-Gebiet bis zum südlichen erstreckt, aufgenommen. Unter dem Flugsand befindet sich ein altes Rohumuslager von ungefähr 2 *cm* Dicke, dann kommt

eine Bleichsandschicht, 4—5 *cm* dick, scharf ausgeprägt, und die Rotsandschicht. Der Untergrund ist grobkörniger Sand, der bis etwa 4 *m* Tiefe $CaCO_3$-frei, dann aber ziemlich kalkreich ist.[1]

Wir haben hier also einen alten, podsolierten Boden, der mit Flugsand bedeckt worden ist, einen begrabenen Boden. Es ist eine Diskontinuität in der Entwicklung des Bodens vorhan-

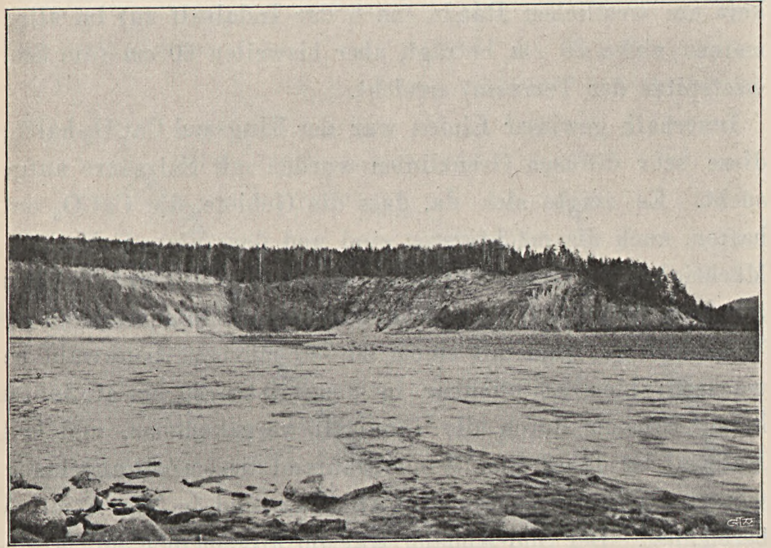


Photo Verf.

Fig. 8. Die von Flugsand bedeckte Terasse von W gesehen. (Zwei Vegetationsgebiete auf dem Abhang.)

den gewesen: es liegt ein normaler Waldboden vor, der plötzlich mit Flugsand bedeckt zu werden anfängt. Es unterliegt wohl keinem Zweifel, dass diese Diskontinuität, auf die Katastrophe 1796 zurückzuführen ist. Vorher waren die Abhänge zur Indalsälf wahrscheinlich völlig bewachsen und übrigens gar nicht so hoch wie jetzt, denn das Flussniveau war cirka

[1] Nach einigen Analysen, die] ich ausgeführt habe, scheint der Sand im Durchschnitt 3 % $CaCO_3$ zu enthalten. Diese Analysen werden in einer Arbeit von Herrn C. CARLZON publiziert.

10 *m* höher. Auf einer der niedrigen Terrassen, die früher unter dem Flussniveau gelegen war, findet sich jetzt eine 25 *cm* dicke Flugsandablagerung südlich von der Westspitze des Auslaufers der auf der Kartenskizze gezeichneten Terrasse. Dieser Flugsand ist dem auf der oberen Terrasse identischl gleich; er muss aber nach 1796 gebildet sein, und sein Materia

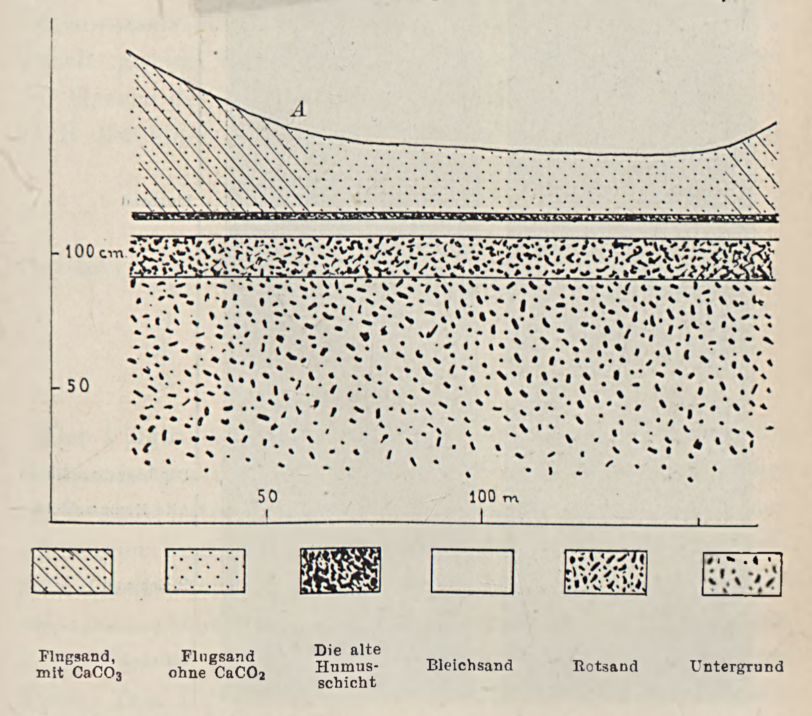


Fig. 9. Profil im Flugsandboden. Die Dicken der Schichten sind sehr schematisch gezeichnet.

ist von dem steilen Abhang der Westspitze des Ausläufers der Terrasse hergekommen. Diese Bildung scheint also mit derjenigen auf der oberen Terrasse völlig gleichzeitig und analog zu sein. Ich glaube darum behaupten zu können, dass die ganze Flugsandablagerung während der letzen 117 Jahre gebildet worden ist.

Tab. 10 enthält einige Bestimmungen des $CaCO_3$-Gehalts und des Glühverlustes (abzüglich des CO_2-Gehaltes) in ver-

schiedenen Tiefen von der Westspitze der Terasse (nicht der Ausläufer), wo die Mächtigkeit am grössten ist.

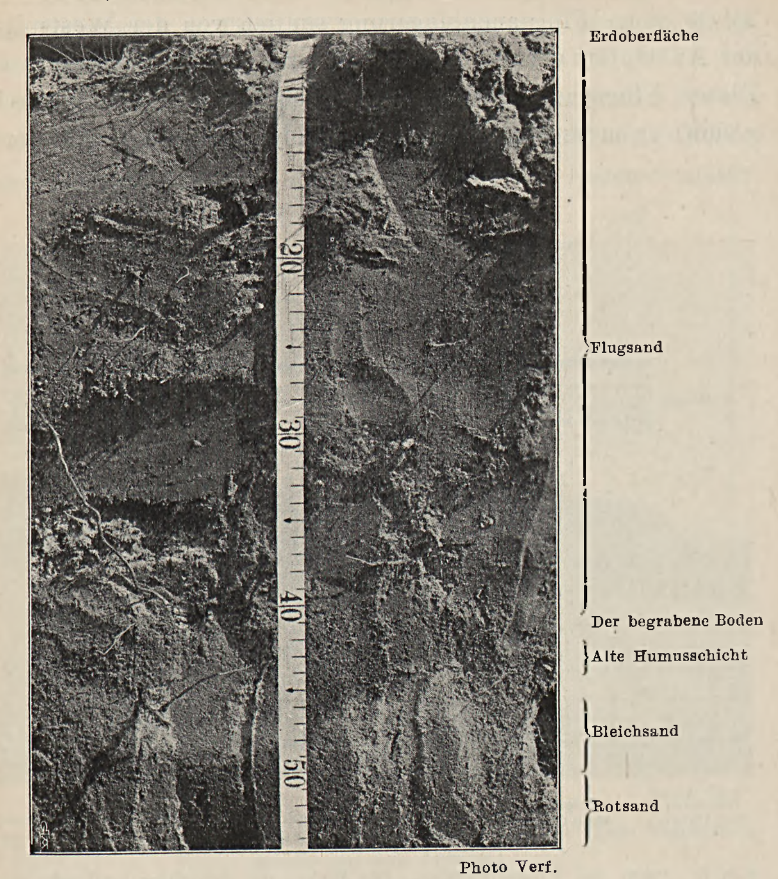


Photo Verf.

Fig. 10. Profil im Flugsandboden.

Tab. 10.

Tiefe unter der Erdoberfläche *cm*	Ca CO_3 (aus den CO_2-Bestimmungen berechnet) %	Glühverlust CO_2 %
0—5	1·29	2·17
10	1·44	nicht best.
20	0·63	3·11
30	1·03	nicht best.
40	1·41	2·18
50	0·58	nicht best.

Es ist charakteristisch, *dass der Gehalt nicht mit zunehmender Tiefe wächst.* Denn hier kommt ja jedes Jahr frisches, $CaCO_3$-haltiges Material und lagert sich wie eine Decke über das alte Material. Zuweilen ist der Gehalt an $CaCO_3$ grösser an der Oberfläche als tiefer, denn an der Oberfläche ist das Material viel kürzere Zeit der auslaugenden Wirkung des Regenwassers ausgesetzt gewesen. Tab. 11 zeigt den $CaCO_3$-Gehalt zweier Profile A und B, von denen A dicht neben der Grenze des Kalkgebiets (A auf der Profilzeichnung, Fig. 9), B bei einer Mächtigkeit des Flugsandes von 35 *cm* liegt.

Tab. 11.

A.		B.	
Tiefe unter der Erdoberfläche *cm*	$CaCO_3$ %	Tiefe unter der Erdoberfläche *cm*	$CaCO_3$ %
5	0·29	0—10	0·46
15	0·16	10—20	0·93
25	0·16	30	0·15

Der Flugsand ist durchweg etwas humushaltig, was durch die Glühverlustbestimmungen in Tab. 10 angedeutet wird. Dies ist ja ganz natürlich, denn der Flugsand lagert sich auf einen lebendigen Boden ab. Darum ist auch der Flugsand von Wurzeln durchwoben, und hier konnten wie in früher beschriebenen Bodenprofilen Minima des $CaCO_3$-Gehaltes bei Wurzeln konstatiert werden. Ein Beispiel bietet die Probe aus 20 *cm* Tiefe, Tab. 10, wo der $CaCO_3$-Gehalt, der sonst etwa 1.40 % ist, auf 0.63 % hinabsinkt. Wo der Flugsand dünner und $CaCO_3$-frei wird, legt sich eine gewöhnliche Rohhumusdecke obendrauf. Der jedes Jahr sich ablagernde Sand dringt wahrscheinlich mit dem Regen durch die Humusdecke hindurch. Nahe der Grenze des Flugsands, wo dieser sehr langsam wächst, haben sich sogar Andeutungen zu einer ausgebleichten Schicht unter dem Humus gebildet.

Betrachten wir die Verhältnisse zwischen den Grenzen der Kalkgebiete im Profil, Fig. 9. *Hier wird offenbar gleich viel $CaCO_3$ jedes Jahr ausgelaugt wie abgelagert.* Der

$CaCO_3$-Gehalt des Materials ist wahrscheinlich gleich gross gewesen wie der grösste (von der Auslaugung am wenigsten beeinflussten) in Tab. 10, also etwa 1.40 %. Die Mächtigkeit hier ist 30 *cm*, das Volumgewicht des Flugsandes 1.47. In einem Jahr ist also im Mittel $\frac{30 . 1.47}{117}$ g Flugsand pro cm^2 abgelagert worden mit einem Gehalt an $CaCO_3$ von $\frac{30 . 1.47}{117} . 0.014 = 0.0053$ g. *Diese Zahl stellt also den Wert der im Mittel hier jährlich ausgewaschenen Quantität $CaCO_3$ pro cm^2 dar.*

Direkt vergleichbar mit der in Profil 3 erhaltenen Zahl für die dort jährlich ausgelaugte Quantität $CaCO_3$ ist die soeben berechnete Zahl indessen nicht, denn es ist ja nicht sicher, dass hier das heruntersickernde Wasser mit $Ca(HCO_3)_2$ gesättigt worden ist. Vielmehr ist es wahrscheinlich, dass dies nicht der Fall wird. Die in Profil 3 erhaltene Zahl 0.01 ist etwa doppelt so gross wie die hier berechnete (0.0053). Jedenfalls stimmt aber die Grössenordnung.

Es ist klar, dass die eben beschriebene Flugsandablagerung nicht ohne Einfluss auf die Vegetation geblieben ist. Als ich die Grenzen der Kalkgebieten mit Salzsäure aufgesucht hatte, fiel mir auch das verschiedene Aussehen der Vegetation ins Auge. Auf den $CaCO_3$-Gebieten ist das Moos und das Preisselbeerkraut verschwunden und durch spärliches Gras ersetzt. Mein Besuch fand in Oktober statt; zu einer anderen Jahreszeit würde ich vielleicht hier eine reichere Vegetation gefunden haben. Vom forstlichen Gesichtspunkt aus wäre es natürlich von grösstem Interesse, den Zuwachs der Bäume auf den »kalkgedüngten» Flächen zu studieren und mit demjenigen auf den nicht gedüngten zu vergleichen. Indessen muss man dabei auch anderen Faktoren, wie verschiedener Besonnung etc. Rechnung tragen, welche Faktoren auch sicher die Untervegetation beeinflusst haben.

Profil 6.

Warwenlehm auf einen Terrasse an der Indalsälf zwischen Ammer und Krokvåg. Höhe über dem höchsten Wasserstand des Ragundasees ungefähr 10 *m*. Vegetation: teils Nadelwald mit Moos und Preisselbeerkraut, teils Acker. Der Fluss erodiert jedes Jahr[1], so dass das Material frisch entblösst sein ist.

Der Boden ist sowohl im Wald wie im Acker kräftig podsoliert: 5 *cm* Bleicherde, 20—30 *cm* Roterde. Der Ackerboden ist sicher vorher Waldboden gewesen und ist nicht so tief gepflügt, dass die Bleicherdeschicht zerstört worden wäre. Die Humusschicht ist mit Flugstaub von der Lehmwand her gemengt und daher 15—20 *cm* dick.

Dieses Profil zeigt eine Kalkauslaugung, die vom Grundwasserstand unbehindert einen grossen Teil der Postglazialzeit hindurch fortgegangen ist. Die Auslaugung hat mit dem Emporsteigen des Bodens über das Meeresniveau angefangen und ist bis zu 7.80 *m* Tiefe gedrungen. Der Grundwasserstand muss hier während der letzten Jahrtausende sehr niedrig im Verhältnis zu der Kalkgrenze gewesen sein, denn das Profil liegt neben dem Fluss, der immer in bedeutender Tiefe unter der Terassenfläche vorbeigeflossen ist.

Die Kalkgrenze verläuft nach mehreren Messungen in 7.8 *m* Tiefe und scheint eine Auswaschungsgrenze zu sein. Wenn man annimmt, dass der Boden ungefähr 6000 Jahre lang über dem Meeresniveau gelegen hat, was nach De Geers, Lidéns und Carlzons chronologischen Untersuchungen wahrscheinlich ist, und dass der Lehm anfangs 3 % $CaCO_3$ enthalten hat[2],

[1] Nach Ahlmann erodiert die Indalsälf hier kolossal kräftig, wodurch besonders nach 1897 die Uferlinie eine erhebliche Strecke verschoben ist. Hierdurch sind etwaige abnormen Verhältnisse im Boden wegen der Nähe des Erosionsabhangs ganz ausgeschlossen während jedoch der Grundwasserstand durch die Nähe des Flusses niedrig gewesen sein muss.

[2]) Da der Lehm hier ziemlich dicke Warwen (Jahresschichten) hat, ist es wahrscheinlich, dass er einen erheblichen Kalkgehalt gehabt hat. Nach einigen Analysen, die ich ausgeführt habe, scheint 3 % $CaCO_3$ ein wahrscheinlicher Wert zu sein. Diese Analysen werden später von C. Carlzon publiziert.

so berechnet sich *die jährlich im Durchschnitt ausgelaugte Quantität $CaCO_3$ pro cm^2 zu 0.006 g.* Dabei ist nicht den trocknen und feuchten Klimaperioden der Postglazialzeit Rechnung getragen und auch andere Fehlerquellen sind sehr gross. Es ist jedoch nicht unwahrscheinlich dass die ausgelaugte Quantität $CaCO_3$ pro Jahr und cm^2 von derselben Grössenordnung wie in Profil 3 und 5 ist.

Die Untersuchung von Profil 6 ist in vielen Hinsichten nur präliminär. So habe ich dort nicht die zweite Auslaugungszone studiert, die jedenfalls (vgl. Profil 2) sehr klein sein muss. Durch fortgesetzte Arbeit hier hoffe ich noch viele Fakta zutage zu fördern, besonders durch Kombination von Analysen mit DE GEERS Methoden zur Konnektierung verschiedener Schichtserien.

In Lehmprofilen über dem alten See ist sicher die Lage der Kalkgrenze in den meisten Fällen vom Grundwasserstand beeinflusst, und man kann daher regelmässige Verhältnisse bei ihnen nicht erwarten.

Die Kalkauslaugung im Vergleich mit der Niederschlagsmenge.

Es ist klar, dass das Grundwasser in einer kalkreichen Ablagerung an $Ca(HCO_3)_2$ gesättigt wird. Es wäre von Interesse, diese Sättigungskonzentration zu kennen und dieselbe mit der jährlich ausgelaugte Quantität $CaCO_3$ und der Niederschlagsmenge zu vergleichen. Leider liegen mir keine Grundwasseranalysen aus Norrland vor, aber für Schonen ist nach RICHERT (**23**, p. 31) die Härte des Grundwassers in den kalkreichen Sandlagern in der Regel *20°*, was 20 Teilen Kalk auf 100000 Teile Wasser entspricht. Das macht ungefähr 3.6 Teile $CaCO_3$ pro 10000 Teile Wasser aus. Wir können nun berechnen, wie viel Regenwasser pro cm^2 den Boden in Profil 3, wo die ausgelaugte Quantität $CaCO_3$ 0.010 g. pro Jahr und cm^2 beträgt, durchsickern muss, damit das Grundwasser die

Koncentration von 3.6 Teilen $CaCO_3$ pro 10000 Teile Wasser erreicht. Man erhält dann 286 *mm* Regenwasser. Der jährliche Niederschlag in Bispgården, etwa 20 *km* von Hammarstrand, ist 400 *mm* (Mittel von 7 Jahren). In Bispgården werden seit einigen Jahren genaue Messungen der Niederschlagsmengen vorgenommen. Der Unterschied, also 114 *mm* entspricht vielleicht der Verdunstung, für die aus anderen Gründen ungefähr diese Grösse angenommen werden darf.[1]

Die Auslaugung des $CaCO_3$ im Boden ist also eine sehr bedeutende und kann wahrscheinlich durch die Sättigungskonzentration des Grundwassers und die durchsickernde Quantität Wasser annähernd für die meisten sehr humiden Böden bestimmt verden. Die Auslaugung in einem Lehmboden von denselben Eigenschaften wie Profil 3 beträgt *0.010 g pro Jahr und cm²*, *also 100 Tonnen pro Jahr und □-km.* Eine Düngung des Bodens mit Kalk, z. B. bei der Verjüngung des Waldes, würde in diesem humiden Klima bald ohne Wirkung sein (vgl. Profil 5). — Die bedeutende Grösse der Auslaugungsgeschwindigkeit und der hohe Gehalt des Grundwassers deuten auf einen hohen Druck der Kohlensäure in der Bodenluft hin (vgl. Schloessing, **25**).

In England hat PRESTWICH (**22**, p. LXVII) aus Analysen des Wassers von der Thames die jährlich ausgelaugte Quantität $CaCO_3$ pro englische □-Meile in einem Kalkgebiet, zu 140 Tonnen berechnet. Das macht pro □-km ungefähr 60 Tonnen, ein Wert also, das von derselben Grössenordnung wie die von mir gefundene Quantität (53 bis 100 Tonnen) ist.

---

[1] Nach WALLÉN beträgt z. B. für das Drainierungsgebiet der Dalälf (WALLÉN **32** p. 49) die Verdunstung 27 % des Niederschlages. Für das Gebiet der Indalsälf ist im grossen und ganzen freilich diese Zahl grösser; das beruht aber auf den vielen Mooren, wohin das Wasser fliesst um dort zu verdunsten. Bei einem trockenen Boden muss hier wegen des kühleren Klimas weniger verdunsten als bei der Daläfl. Wahrscheinlich geht fast alles, was nicht verdunstet, in den Boden als Sickerwasser hinein; selbst im Winter werden in wärmeren Tagen erhebliche Mengen von Schmelzwasser von dem Boden aufgenommen. (Vgl. HESSELMAN, **12**, p. 39.)

Sammanfattning.

Förf. har först gjort en kritisk granskning af några metoder att bestämma kalciumkarbonat i marken. Resultatet af denna pröfning (Tab. 1 och 4) var, att för kolsyrebestämningen är VESTERBERGS titrimetriska metod under alla förhållanden att rekommendera, äfven när kalciumkarbonatet förekommer som 2 mm. stora ortocerkalkkorn. — Genom extraktion med ättiksyra vid användande af apparaten fig. 1 kan kalciumkarbonatet noggrannt bestämmas hos alla ej $MgCO_3$-haltiga jordslag i enlighet med hvad VESTERBERG och MAUZELIUS förut visat ifråga om leror. Värdena på differensen mellan de beräknade och de funna kolsyremängderna, äfvensom de ringa kolsyremängderna i utlakningsresterna visa, att metoden är fullt användbar; likaledes illustreras detta af den ringa mängden kiselsyra, som vid försöken gick i lösning.

Mekaniska analyser af samma prof utfördes enligt Beam-ATTERBERGS principer med en apparat (fig. 2), som af förf. försetts med en praktisk anordning för vattnets aftappande.

Analyserna i Tab. 4 gifva en öfversikt af kalcium- magnesium- och järnkarbonathalten i de mest olika aflagringar från Ragundatrakten, såväl kalkrika leror som kalkfattig sand etc. De visa alla, att magnesiumkarbonat i förhållande till kalciumkarbonat endast uppträder som förorening. I ännu högre grad gäller detta om järnkarbonat, och *man kan alltså anse kolsyrebestämningen som ett tillräckligt noggrannt uttryck för $CaCO_3$-halten.* Järnkarbonat har endast i ett fall verkligen kunnat konstateras nämligen i en gråsvart, hvarvig lera. Fakta tyda på, att orsaken till att leran ibland är brun just är, att denna ferrokarbonathalt oxiderats.

Uttvättningen i marken af kalciumkarbonat torde mest bero på mängden nedsipprande vatten och bör därför vara tämligen konstant för likartade marktyper i samma klimat. Man kan indela en markprofil i *3 zoner*, *den öfre* där allt $CaCO_3$ uttvättats, *den mellersta*, i hvilken uttvättning i alla delar sker

och *en undre*, af uttvättningen orörd. I en finkornig kalkrik aflagring bör den mellersta zonen hafva liten utsträckning, i en grofkornig och kalkfattig stor. Alla öfvergångar kunna naturligtvis tänkas, men kalkgränsens (= gränsen mellan första och andra zonen) läge, som ju är lätt att bestämma, är icke alltid ett direkt uttryck för hur långt uttvättningen hunnit.

De geologiska förhållandena i Ragundatrakten möjliggöra en bestämning af markprocessernas hastighet. Man har nämligen den år 1796 torrlagda bottnen af den gamla Ragundasjön, på hvilken man kan studera markens utveckling under en viss känd tidrymd. Vad kalkuttvättningen beträffar, kan man dock ej på grund av flera orsaker bestämma hastigheten på sjöbottnen. Emellertid finnes det år 1796 utgräfda erosionsterasser, och på dessa lyckas det bättre. Dessa äro ofta betäckta med sand, som ditsvämmats vid katastrofen och som ibland är kalkhaltig. På vissa punkter af erosionsterrassen vid Hammarstrand går äfven mjäla i dagen.

Profil 1.

Denna profil visar uttvättningen i ett visst stadium i hvarfvig lera. Leran (Tegelbruket vid Singsån) är styf och tät med ungefär 5 % $CaCO_3$-halt. Kalkgränsen har just hunnit till ett issjötappningshvarf och går än i dettas hängande, än i dess liggande, *hvarvid den ganska väl följer den sluttande markytan.*

Profil 2.

Profil 2 är en mjälprofil helt nära den gamla sjöns strandlinje. Kalkgränsen går på 230 *cm* djup och skär öfver hvarfven, som ha 8° stupning. Profilen är en typ för mjäla inom den gamla sjöns område. Kalkgränsen sammanfaller ungefär med sjöns lågvattenstånd, hvilket möjligen tyder på, att den *markerar grundvattnets lägsta stånd*, ty vid lågvatten har markytan legat torr. *Kalkuttvättningen kan ju ej gärna fortgå regelrätt längre än till grundvattennivån.*

Profil 3.

På erosionsterassen vid Hammarstrand. Denna profil (fig. 4) återger en markyta, som genom erosion år 1796 blifvit afskuren tvärs öfver de 33° stupande hvarfven. Kalkgränsen går på cirka 18 cm. djup, också öfvertvärande hvarfven. Genom att försöka bestämma medelsammansättningen i ett hvarf vid olika djup under markytan, har ett uttryck erhållits för den uttvättade kvantiteten $CaCO_3$ på 117 år pro cm^2. Härvid har upprättats ett grafiskt diagram, fig. 5, i hvilket kalkhalten afsatts utefter den horisontala axeln, djupet utefter den vertikala. En bruten linje erhölls, hvarvid det visade sig att minimipunkterna ofta berodde på befintligheten af rotkanaler. För den *uttvättade kvantiteten* $CaCO_3$ *per år och* cm^2 beräknades värdet *0·010 g.*, hvilket motsvarar *100 ton per år och □-km.*

Profil 4.

På erosionsterrassen vid Hammarstrand. Aflagringen är år 1796 ditsvämmad sand, som på denna punkt är kalkhaltig. Profilen (fig. 6) visar såväl bleksandsbildningen som kalkuttvättningens utveckling sedan år 1796. Särskilt frapperar, att kalkgränsen just går i *rödsandens liggande*, samt kalkhaltens oregelbundenhet inom den zon, där de mesta rötterna gå. Nedanför denna zon blir kurvan (II fig. 5) mycket regelbunden. En approximativ uppskattning af den sedan år 1796 uttvättade kalkkvantiteten ger vid handen, att hastighetens storleksordning synes vara densamma som i föregående profil.

Profil 5.

Finkornig flygsand nära byn Ammer. Flygsandens utbredning är utlagd på kartskissen fig. 8 äfvensom de områden, inom hvilka den är kalkhaltig. Dessa områden voro också *mäktighetsmaxima* hos den såsom ett täcke sig utbredande flygsanden. Dessa områden ligga regelbundet intill

sådana områden af den terrassen begränsande branten ned mot Indalsälfven (och Ammerån), där vegetation saknas. Det är tydligt, att utom i dessa områden det tillförda kalkciumkarbonatet blifvit uttvättadt. Markprofilen gaf vid handen, att en förut typisk podsolerad skogsmark blifvit öfvertäckt med flygsand, så att en så kallad *begrafven mark* uppstått. Den tidpunkt, då detta börjat, kan utan svårighet parallelliseras med katastrofen år 1796; hela den äoliska aflagringens ålder är således 117 år.

Vid gränsen mellan kalkområdena borttvättas tydligen lika mycket kalk som tillföres; om materialets kalkhalt är densamma som i det närbelägna mäktighetsmaximum, hvilket är troligt, beräknas *den årligen uttvättade kvantiteten till 0·0053 g. per cm²*. — Flygsanden har verkat som kalkgödning på skogen, som är en tallrik blandskog, och framkallat en helt annan undervegetation inom kalkområdena än utanför desamma.

Profil 6.

Hvarfvig mjäla å terass nära Krokvåg. Kalkuttvättningen har här kunnat obehindrat af grundvattenståndet fortskrida under en större del af postglacialtiden. Kalkgränsen ligger på 7·8 *m* djup och marken har sannolikt legat 6 000 år öfver hafvets yta. Häraf kan approximativt uppskattas en årlig uttvättad kvantitet $CaCO_3$ af *0·006 gr per cm²*.

Enligt RICHERT har grundvattnet i Skånes kalkhaltiga sandlager en koncentration af 3·6 delar $CaCO_3$ på 10 000 delar vatten. För att uppnå denna mättningskoncentration måste antagas, att 286 *mm* af den till 400 *mm* uppgående årliga nederbörden i profil 3 genomsipprar marken, hvilket äfven af andra skäl kan antagas vara sannolikt.

Undersökningens hufvudresultat är påvisandet af den mycket stora intensitet (100 ton per år □-km ungefär), hvarmed kalciumkarbonatet kan urlakas ur marken under de klimatiska förhållanden, som råda i mellersta Norrlands skogstrakter.

Såsom följd af de vunna resultaten synas vidare framgå en möjlighet att bestämma den i marken nedträngande delen af nederbörden. I ett mindre nederbördsområde, där marken vore likartad och öfverallt kalkhaltig skulle genom systematiska undersökningar grundvattnets genomsnittskoncentration af löst kalk kunna bestämmas. Likaledes kunde kalkhalten och vattenmängden i den området dränerande floden bestämmas. Med kännedom om dessa fakta samt under förutsättning att ingen kalk utskiljes i floden, hvilket lätt nog kunde kontrolleras, kunde ju beräknas hur stor procent af flodens vatten som utgjorts af grundvatten och således passerat marken. Med kännedom om vattenområdets och nederbördens storlek kunde sedan ett uttryck erhållas för den på markytan afrinnande delen af nederbörden såväl som för den som grundvatten afrinnande delen och den afdunstande delen.

Stockholms Högskolas geol. inst. Mars 1914.

Litteratur.

1. AHLMANN, CARLZON, SANDEGREN, The Quaternary history of the Ragunda region, Jämtland. G. F. F. Bd 34 p. 343—364 (1912).
2. ATTERBERG, A. Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Mineralböden Schwedens. Intern. Mitt. für Bodenkunde. II p. 312—342, (1912).
3. — — Mekaniska jordanalysen och klassifikationen av de svenska mineraljordslagen. Kungl. Lantbr. akad. Handl. och Tidskr. 1912 p. 438—463.
4. CARLZON C. Några iakttagelser angående isdelaren i Jämtland. G. F. F. Bd. 31, p. 209—224 (1909).
5. — — Inlandsisens recession mellan Bispgården och Stugun i Indalsälfvens dalgång i Jämtland. G. F. F. Bd. 35, p. 311—328, 343—360 (1913).
6. DE GEER, G. Om isdelarens läge under Skandinaviens bägge nedisningar. S. G. U. ser. C. n:o 101 (1889)
7. — — Geochronology of the last 12,000 years. Compt. rend. du XI Congrès géologique international 1910 p. 241—253.
8. — — Geochronologie der letzten 12000 Jahren. Geol. Rundschau, Bd 3: 7, p. 457—471 (1912).
9. — — Om den senkvartära tidens indelning, G. F. F. 33, p. 463—470 (1911).
10. FEGRÆUS, T. De lösa jordaflagringarna i några af Norrlands älfdalar. S. G. U. ser. C. n:o 114 (1890).
11. FRÖDIN, G. Isafsmältningen inom nordvästra Jämtland. G. F. F. Bd. 36 p. 131—156 (1914).
12. HESSELMAN, H. Berättelse öfver den bot. afd. verksamhet 1906—1908. Medd. fr. Statens Skogsförsöksanstalt 6, p. 27—52 (1909).
13. HÖGBOM, A. G. Norrland (Upsala 1906).
14. — — Fennoskandia. Handbuch der regionalen Geologie IV: 3. (1913).
15. — — Glaciala och petrografiska iakttagelser i Jämtlands län. S. G. U. ser. C. n:o 70 (1885).
16. — — Praktiskt geologiska undersökningar i Jämtlands län. S. G. U. ser. C n:o 140 (1894).
17. — — Om relation mellan kalcium- och magnesiumkarbonat i de kvartära aflagringarna. G. F. F. Bd. 11, p. 263—273 (1889).

18. Högbom, A. G. Om Ragundadalens geologi. S G. U. ser. C. n:o 182 (1899).
19. Kossowitsch, P. Vgl. Geol. Centralbl. 2, Art. n:o 2039 p. 680, (1902).
20. Lidén, R. Om isavsmältningen och den postglaciala landhöjningen i Ångermanland. G. F. F. Bd. 33. p. 271—280. (1911).
21. — — Geokronologiska studier öfver det finiglaciala skedet i Ångermanland. S. G. U. ser Ca n:o 9 (1913).
22. Prestwich, J. Anniversary add. of the president, Q. J. of Geol. Soc. XXVIII p. *XXIX—XC* (1872).
23. Richert, J. G. Om Sveriges grundvattenförhållanden (1911).
24. Sahlström, K. E. Några försök angående jordarternas permeabilitet i naturen. S. G. U. ser C. n:o 245 (1913).
25. Schlœsing, Th. Compt. rend. 74, p. 1552—1556, (1872).
26. Tamm, O. Markvittringen i Ragundatrakten. G. F. F. 35 p. 197—207 (1913).
27. Vesterberg, A. Über einige Analysenmethoden für Bodenuntersuchungen. Verhandl. der II. intern. Agrogeologenkonferenz 1910 p. 125—141.
28. — — Über eine titrimetrische Bestimmungsmethode für Kohlensäure. Zeitschr. für physik. Chemie 70, p. 551—568 (1909).
29. — — Bestämning af kolsyra genom titrering. Svensk kem. tidskr. XXII. p. 82—88 (1910).
30. Vesterberg, A. och Mauzelius, R. Försök öfver bestämning af kolsyrad kalk och kolsyrad magnsia i jord. Redogörelse för verksamheten vid Ultuna landtbruksinst. (1894.)
31. Vesterberg, A. Chemische studien über Dolomit und Magnesit. Bull. of the geolog. inst. of the university of Upsala V, p. 97—131 (1900—01).
32. Wallén, A. Régime hydrologique du Dalälf. Bull. of the geol. inst. of the Universität of Upsala, VIII, p. 1—72 (1906—07).

Neuere Erfahrungen von dem Vorkommen fossiler Glacialpflanzen und einige darauf besonders für Mitteldeutschland basierte Schlussfolgerungen.

Von

A. G. Nathorst.

In seiner berühmten Abhandlung über den Zusammenhang zwischen der gegenwärtigen Fauna und Flora der Britischen Inseln und den geologischen Veränderungen, welche die Oberfläche derselben erlitten hat, sprach Edw. Forbes (1846) u. a. folgende Meinung aus: Die Alpen-Floren Europa's und Asien's sind — so weit sie mit der Flora der arktischen und subarktischen Zone der alten Welt identisch sind — Bruchstücke einer Flora, welche sich von Norden her ausbreitete.» Und ferner heisst es: »Der Schluss der Eiszeit wurde in Europa bezeichnet durch ein Zurücktreten einer arktischen Fauna und Flora nach Norden.»

Darwin schloss sich dieser Ansicht an und äusserte sich darüber in seiner Arbeit über die Entstehung der Arten (deutsche Ausgabe 1860): »Der frühere Einfluss des Eis-Klima's auf die Verteilung der Bewohner Europa's, wie ihn Edw. Forbes so klar dargestellt, ist im Wesentlichen folgender. Doch wir werden die Veränderungen rascher verfolgen können, wenn wir annehmen, eine neue Eiszeit rücke langsam an und verlaufe dann und verschwinde so, wie es früher geschehen ist. In dem Grade wie bei zunehmender Kälte jede weiter südlich gelegene Zone der Reihe nach für arktische Wesen geeigneter wird und ihren bisherigen Bewohnern nicht mehr zusagen kann, werden arktische Ansiedler die Stelle der bisherigen

einnehmen. Zur gleichen Zeit werden auch ihrerseits diese Bewohner der gemässigten Gegenden südwärts wandern, wenn ihnen der Weg nicht versperrt ist, in welchem Falle sie zu Grunde gehen müssten. Die Berge werden sich mit Schnee und Eis bedecken, und die früheren Alpen-Bewohner werden in die Ebene herabsteigen. Erreicht mit der Zeit die Kälte ihr Maximum, so bedeckt eine einförmige arktische Flora und Fauna den mittleren Teil Europa's bis im Süden der Alpen und Pyrenäen und bis nach Spanien hinein.» Es wird dann auf ähnliche Vorgänge in Nordamerika hingewiesen, worauf er fortfährt: »Wenn nun die Wärme zurückkehrt, so ziehen sich die arktischen Formen wieder nach Norden zurück und die Bewohner der gemässigteren Gegenden rücken ihnen unmittelbar nach. Wenn der Schnee am Fusse der Gebirge schmilzt, werden die arktischen Formen von dem entblössten und aufgetauten Boden Besitz nehmen: sie werden immer höher und höher hinansteigen, wie die Wärme zunimmt und ihre Brüder in der Ebene den Rückzug nach Norden hin fortsetzen. Ist daher die Wärme vollständig wieder hergestellt, so werden die nämlichen arktischen Arten, welche bisher in Masse beisammen in den Tiefländern der alten und der neuen Welt gelebt, nur noch auf abgesonderten Berghöhen und in den arktischen Zonen beider Hemisphären übrig sein.»

J. D. HOOKER schloss sich (1860) den Ansichten DARWIN's vollständig an und hebt (l. c., p. 253 Fussnote) als Begründer der betreffenden Hypothese ausdrücklich EDWARD FORBES hervor: »This theory of a southern migration of northern types being due to the cold epochs preceding and during the glacial, originated, I believe, with the late EDWARD FORBES.»

Andere Forscher sprachen ähnliche Ansichten aus. In seiner Eröffnungsrede bei der 48. Jahresversammlung der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft in Zürich den 22. Aug. 1864 lenkte OSWALD HEER die Aufmerksamkeit auf die »Colonien von Gebirgs- und selbst Alpenpflanzen auf den Hügelketten des Tieflandes weit von Gebirgsflüssen und von den Alpen

entfernt. Sie erscheinen da wie verlorene, von lauter Ebenenbewohnern umringte Kinder der Alpen.» Auch auf Torfmooren fanden sich ähnliche Kolonien. HEER erklärte, dass dieselben, aller Wahrscheinlichkeit nach als Relikte der Gletscherzeit, während der eine alpine Naturwelt über das Tiefland verbreitet war, zu betrachten seien, die beim Rückzug der Gletscher hinterlassen worden waren. »Zur diluvialen Zeit fand die Verbreitung der skandinavischen Gesteine über Norddeutschland statt, und mit diesen ungeheuren nordischen Stein- und Schuttmassen, welche in Deutschland abgelagert wurden, wurde auch der Pflanzenwelt der Weg in die weiter südlich liegenden Länder eröffnet.» »Durch diese skandinavische Flora erhalten wir einen beträchtlichen Stock von alpinen Typen unseres Landes; jedoch bilden sie immerhin nur gegen die Hälfte der Alpenpflanzen.» HEER behandelt dieselbe Frage auch in seiner Urwelt der Schweiz (1:ste Auflage 1865). »Damals [zur Zeit der grössten Gletscherausdehnung] wurden alpine Pflanzen wahrscheinlich nicht nur über unser Tiefland, sondern auch über Deutschland verbreitet.»

F. ARESCHOUG hatte schon früher als HEER, und zwar in einem Vortrag vor der Physiographischen Gesellschaft (Fysiografiska Sällskapet) zu Lund am 11. März. 1863 ähnliche Ansichten ausgesprochen, wenngleich seine Arbeit erst später (1867) veröffentlicht wurde. Er deutete nämlich eine Zahl arktischer Pflanzenarten, die ganz isoliert ausserhalb (d. h. südlich) ihres eigentlichen Verbreitungsgebiets sowohl in Skandinavien wie in Norddeutschland vorkommen, als »Nachtruppen» (oder, wie wir uns jetzt ausdrücken, als Relikte) der arktischen Vegetation, die ehemals — sobald das Inlandeis sich zurückgezogen hatte und der blossgelegte Boden für Pflanzenwuchs wieder zugänglich geworden war — über Skandinavien und einen grossen Teil Europas verbreitet war. »Es unterliegt keinem Zweifel, dass die Vegetation während der Eiszeit einen ganz anderen Charakter als jetzt gehabt haben muss; dass die arktische Flora, sobald eine höhere Vegetation daselbst möglich

wurde, über das ganze Gebiet, das das Eis früher bedeckt hatte, verbreitet gewesen war, und dass die südlicheren Pflanzenformen, die jetzt in Skandinavien gedeihen, nicht neben dieser arktischen Flora und unter den meteorologischen Verhältnissen, die die Entstehung der Gletscher hervorgerufen und gefördert hatten, hätten existieren können.»

Forbes, Darwin, Hooker, Heer, Areschoug waren also darin vollständig einig, dass eine arktische Flora über das eisfreie Gebiet zwischen der skandinavischen und der alpinen Vereisung während der Eiszeit existierte, und schon Forbes und Darwin hatten darin eine einfache Erklärung für das Vorkommen so vieler arktischen Arten in den Alpen finden wollen. Diese Hypothese hatte also während 24 Jahren existiert, als ich die ersten fossilen Glacialpflanzen 1870 in Schonen entdeckte, weshalb ich auf dieselbe in meiner ersten diesbezüglichen Publikation (1871) im Hinweis auf die genannten Autoren verweisen konnte.

Ich habe auf diese den Pflanzengeographen wohlbekannte Tatsache hier so ausführlich hingewiesen, weil ein schweizerischer Forscher, [1] welchem dieselbe unbekannt zu sein scheint, die obige Hypothese, die schon vier Jahre vor meinem Geburt ausgesprochen war, neuerdings als die Nathorst'sche Hypothese bezeichnet. Ebensowenig wie ich mich selbst mit fremden Federn schmücken will, kann ich aber gestatten, dass ein anderer mir solche zuerteilt, weshalb ich die erwähnte, für mich sonst sehr ehrenvolle Benennung ganz bestimmt zurückweisen muss.

Meine Untersuchungen neben denjenigen einiger anderen Forscher haben nur dazu beigetragen, die Richtigkeit der Forbes'schen Hypothese zu beweisen, weshalb man in dieser Beziehung gegenwärtig anstatt von einer solchen von einer Tatsache reden kann.

Es dürfte hier überflüssig sein auf die vielen Funde fossiler Glacialpflanzen, die seit 1870 gemacht wurden, einzugehen.

---

[1] H. Brockmann-Jerosch in einem Aufsatz (1910) über fossile Pflanzenreste bei Kaltbrunn in der Schweiz.

Man kann über die meisten derselben bei ENGLER (1879, 1899) und bei mir (1891, 1894, 1895, 1910) Auskunft erhalten. Was die Schweiz betrifft, so verweise ich insonderheit auf die vorzüglichen Arbeiten OSWALD HEER's und C. SCHRÖTER's.

Von den fossilen Pflanzenresten ausgehend, die in einer Deltabildung bei Kaltbrunn in der Schweiz gefunden wurden, hat BROCKMANN-JEROSCH in dem zitierten Aufsatz schliessen wollen, dass die bisherige Auffassung des Wesens der Eiszeit unrichtig sei. Die Eiszeit soll nach ihm fast ausschliesslich durch grössere Niederschläge hervorgerufen und durch ein ausgeprägtes ozeanisches Klima gekennzeichnet gewesen sein. Wenn eine Temperaturerniedrigung mitgewirkt hat, so betrug diese während der Bühlvergletscherung höchstens 1,5° C. Es gibt aber keine phytopaläontologische Tatsachen, die diese Temperaturerniedrigung anzeigen oder verlangen.»

Die betreffenden Pflanzenreste (eine Eichenflora oder besser, wie WEBER will, eine Fichtenflora mit eingesprengten Tannen und Eichen), auf welche BROCKMANN-JEROSCH seine Ansichten stützt, sollen nach ihm in einer glacialen Deltaablagerung vorgekommen sein. Jeder Sachverständige sieht aber schon nach dem mitgeteilten Profil und nach der begleitenden Beschreibung ein, dass es sich statt dessen um eine interglaciale Ablagerung handelt, was auch von C. WEBER (1911) und A. PENCK (1912) ausführlich dargelegt worden ist. Jener hat dazu mit Recht auf die Unvollständigkeit der von BROCKMANN-JEROSCH ausgeführten Untersuchung hingewiesen. »Eine vollständige stratigraphische Untersuchung der ganzen Schicht wäre sehr erwünscht», sagt WEBER. Es ist nämlich nicht ausgeschlossen, dass bei einer solchen Untersuchung auch andere Pflanzen, ja, sogar Glacialpflanzen in anderen Schichten der Ablagerung würden entdeckt werden können.

Da ich mich den Ansichten WEBER's und PENCK's völlig anschliesse, brauche ich mich hier nicht bei der fossilen Flora von Kaltbrunn aufzuhalten, sondern begnüge mich damit, auf die Arbeiten der erwähnten Forscher zu verweisen. Von sei-

nem falschen Ausgangspunkt weiter fortschreitend hat aber Brockmann-Jerosch weitgehende Schlussfolgerungen für die ganze Eiszeit ziehen wollen, und spricht dabei der Kaltbrunner Ablagerung eine grössere Bedeutung zu, als den jetzt wohl nach hunderten zählenden Ablagerungen, die wirkliche Glacialpflanzen enthalten und die eine ganz andere Geschichte als die Kaltbrunner Ablagerung zu berichten haben. Es lohnt sich aber nicht auf die vielen Unrichtigkeiten, die in seinem Aufsatz vorkommen, ausführlicher einzugehen, denn dieser ist für die vorliegande Frage — die Glacialflora der Eiszeit — vollkommen bedeutungslos. Da aber seine Schlussfolgerungen von Botanikern, die die wirklichen Verhältnisse weder kennen noch beurteilen können, vielleicht als zuverlässig angesehen werden, habe ich es für angemessen gehalten hier eine kurze Übersicht über das Auftreten der fossilen Glacialpflanzen zu geben. Eine solche Darstellung dürfte nämlich besser als eine blosse Polemik die wahren Verhältnisse veranschaulichen und wird gleichzeitig die Unrichtigkeit der Brockmann-Jerosch'schen Hypothesen ganz von selbst beweisen. Von einer auch nur annähernd erschöpfenden Übersicht der fossilen Glacialflora oder der Fundstätten derselben, ist hier nicht die Rede; ich werde mich vielmehr darauf beschränken, einige Beispiele von dem Auftreten dieser Flora im skandinavischen und mitteldeutschen Gebiet zu geben, natürlich mit Rücksicht auch auf andere Vorkommnisse, wo solches vonnöten ist. Dass ich dabei manches wiederhole, was ich schon an anderer Stelle gesagt habe, ist nicht zu vermeiden, und dürfte wohl kaum als ein Nachteil anzusehen sein.

In Schonen, wo die fossilen Glacialpflanzen zuerst (1870) entdeckt wurden, sind dieselben in den meisten Fällen in Ablagerungen gefunden, die unmittelbar auf der Grundmoräne der Eiszeit abgesetzt sind. »Sie werden im allgemeinen unter Alluvialbildungen angetroffen, teils in grösseren oder kleineren — oft sehr kleinen — abgeschlossenen Becken, teils in Niederungen einen Wasserlauf entlang, teils in den Umgebungen

eines noch vorhandenen Sees und können schlechtweg als die Alluvialbildungen der spätglacialen Zeit charakterisiert werden. Sie bestehen in der überwiegenden Anzahl der Fälle aus Ton, der mehr oder weniger sandhaltig ist, aus tonhaltigem Sande oder bisweilen reinem Sande, je nach der Grösse des Beckens und der Beschaffenheit der umgebenden Moränen. Wenn die Ablagerung sehr mächtig ist, können die unteren Lagen, bei denen die Schichtung am besten ausgeprägt ist, eine gewisse äussere Ähnlichkeit mit dem marinen Bänderton aufweisen, und es ist möglich, dass diese unteren Lagen in den Fällen, wo es sich um ein grösseres Becken oder den Boden eines ausgedehnten Tales handelt, vereinzelt ihr Material von einem Gletscherstrom erhalten haben, obwohl dies nur ausnahmsweise der Fall gewesen sein dürfte. Für die überwiegende Anzahl der Fälle, wo es sich um kleinere, abgeschlossene Becken handelt, kann es natürlich nicht in Frage kommen, dass die Ablagerung ihr Material in solcher Weise erhalten hat. Gegen eine derartige Annahme spricht im übrigen das Vorkommen von Mollusken, Ostrakoden und Wasserpflanzen, welche oft schon in den ältesten Schichten zu finden sind. Man dürfte statt dessen annehmen können, dass es der bei der jährlichen Schneeschmelze aus der unmittelbaren Umgebung in das Becken oder in die Senkung hinuntergespülte Schlamm ist, der das Material der betreffenden Ablagerungen geliefert hat.[1] Man muss sich hierbei vergegenwärtigen, dass der Boden in den hocharktischen Gegenden selten von einem völlig zusammenhängenden Pflanzenteppich bedeckt ist, weshalb die Einwirkung des Schmelzwassers auf die Unterlage bedeutend intensiver wird als innerhalb der gemässigten Zone. Kleinere, von dem schmelzenden Gletscher-Eis kommende Rinnsale können hierbei natürlich auch eine Rolle gespielt haben.» (NATHORST 1910.)

---

[1] Wenn BROCKMANN-JEROSCH ohne weiteres die Dryastone als »Ablagerungen des Gletscherwassers» erklärt, so beweist dies nur, dass er sich auch hier über eine Sache äussert, die er nicht hinreichend kennt.

Ich konnte 1910 mehr als 60 Fundorte für arktische Pflanzenreste in Schonen angeben (Fig. 1), und die Zahl derselben dürfte jetzt durch neue Funde noch etwas höher sein. Die erwähnte Ziffer, heisst es bei mir 1910, »würde sicherlich um eine Null vermehrt werden können, wenn es in allen den kleinen mit Torf und Alluvialbildungen gefüllten Becken, die innerhalb des Moränengebietes der Landschaft vorkommen und unter denen die spätglacialen Schichten im allgemeinen ihren

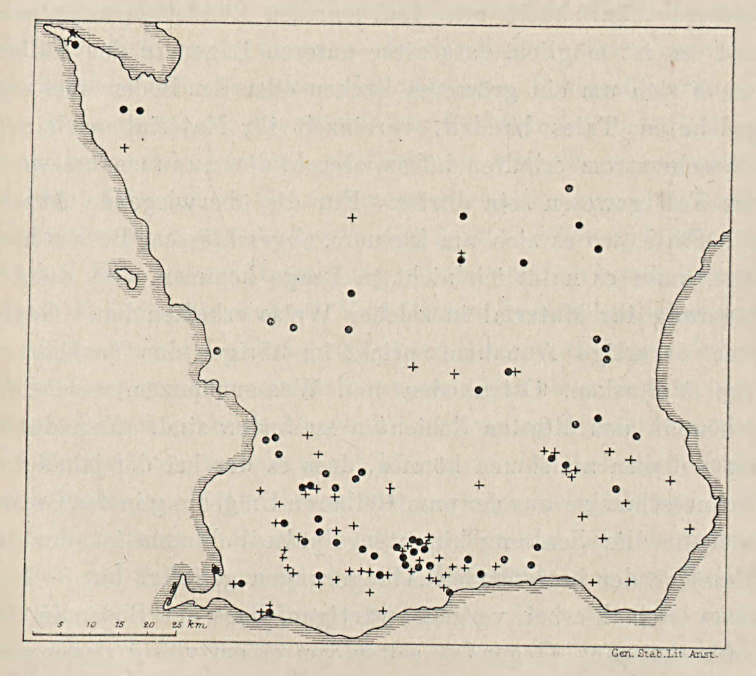


Fig. 1. Bis 1910 bekannte Fundstätten für arktische Pflanzenreste (●), Renntierreste (+) und Eisbärenreste (*) in Schonen (NATHORST, 1910).

Platz haben, Aufschlüsse gäbe. Denn die fraglichen pflanzenführenden Ablagerungen kommen dort nicht zufällig vor, sondern treten als eine bestimmte und wiederkehrende Formation auf, sobald die Beschaffenheit der Moränenlandschaft das Vorkommen einer spätglacialen Süsswasserablagerung zugelassen hat.»

»Die Blätter und sonstigen Reste der fossilen Glacialpflan-

zen kommen zuweilen vereinzelt in den erwähnten Schichten vor; bei genauerer Untersuchung der Ablagerung wird man aber gewöhnlich finden, dass die Pflanzenreste in besonderen

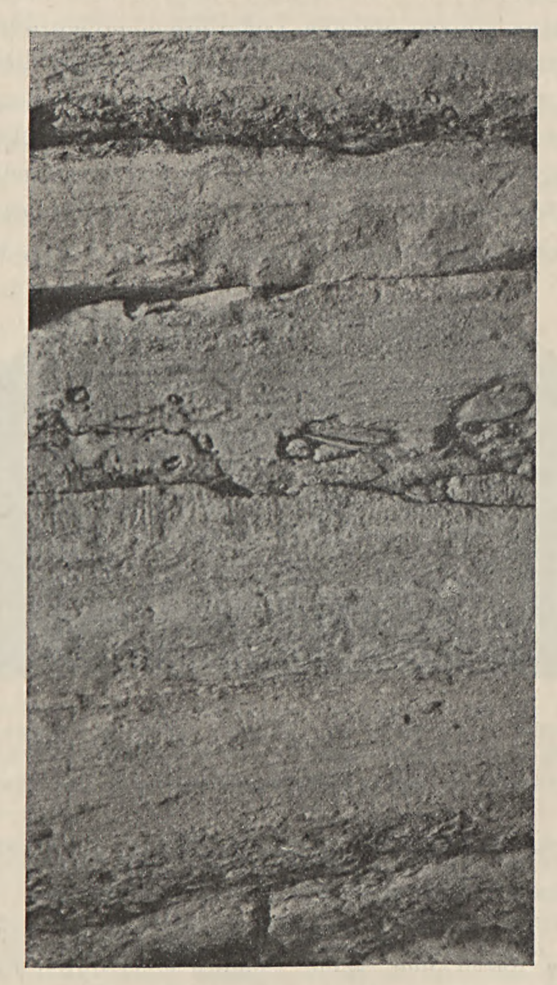


Fig. 2. Sandiger spätglacialer Süsswasserton von Gärdslöf, Schonen, mit Streifen von pflanzlichem Detritus. (Photographie einer im Naturhist. Reichsmuseum zu Stockholm befindlichen Probe.) Nat. Gr.

Streifen innerhalb der Ablagerung vornehmlich auftreten. Um eine richtige Vorstellung von der Menge der Pflanzenreste zu erhalten, muss man aber einige Proben von dem Tone (bezw.

Sande) schlämmen. Man wird dabei oftmals erstaunt sein, eine allem Anschein nach beinahe sterile Ablagerung voller Pflanzenreste zu finden. Zuweilen, wie insonderheit bei Gärdslöf aber auch an einigen anderen Lokalitäten, bilden die Blätter und sonstigen Reste im Sande oder Tone 1—2 *cm* dicke Streifen, die fast ausschliesslich aus Pflanzenresten bestehen (Fig. 2, 3.) In solchen Fällen kann man leicht aus den nicht gerade umfangreichen mitgenommenen Proben mehrere hundert oder tausend Blätter von *Dryas*, *Betula nana*, *Salices* etc., ganze z. T. noch blättertragende Stammreste von *Dryas*, wie auch



Fig. 3. Partie der Oberfläche einer Pflanzenschicht von derselben Lokalität. (Photographie einer im Reichsmuseum zu Stockholm befindlichen Probe.) *B*, *B*. Blätter von *Betula nana; D. D*, von *Dryas octopetala*. Nat. Gr.

Zweige, Früchte, Samen von den erwähnten und noch anderen Arten, Moosen u. s. w. gemischt herausschlämmen. Es handelt sich hier um kleine Deltabildungen, und die Pflanzen sind nicht nur durch den Wind sondern auch durch fliessendes Wasser in die Ablagerung gebracht und gewähren uns daher ein verhältnismässig gutes Bild von dem Pflanzenteppich des Tundrabodens.»

Wenn man an einer solchen Lokalität schon mittelst einiger Spatengriffe eine so grosse Menge von Pflanzenresten erhalten kann, und wenn man ferner bedenkt, dass die pflan-

zenführende Schicht sich gewöhnlich über eine beträchtliche Fläche ausdehnt, muss die Zahl der in derselben eingeschlossen Pflanzenreste eine ganz enorme sein. Die wiederstandskräftigsten Blätter, wie diejenigen von *Dryas* und *Betula nana*, müssen zu mehreren hundert tausenden oder gar Millionen vorkommen. Nun finden sich ja ähnliche Ablagerungen über einen grossen Teil von Schonen verbreitet, und man kann deshalb mit vollkommener Sicherheit den Schluss ziehen, dass die damals lebende Flora eine arktische war und dass der Pflanzenteppich eines grossen Teiles der Provinz einen wahren Tundraboden bildete. Wir haben ferner gesehen, dass die Mehrzahl der Becken, in welchen die Ablagerungen mit arktischen Pflanzenresten vorkommen, klein und oftmals geschlossen sind und dass die Tonablagerungen ihre Entstehung nicht den Gletscherflüssen zu verdanken haben.[1]

Die Tierreste, die in den spätglacialen Süsswasserablagerungen Schonens vorkommen, stehen mit den Pflanzenresten in vollständigem Einklang, wie z. B. diejenigen des Renntieres (vergl. Fig. 1, S. 274), die an einer Menge Lokalitäten gefunden wurden, und des kleinen arktischen Krebstieres *Lepidurus glacialis* u. a.

Die geologischen Verhältnisse Schonens sind für das Studium des Vorkommens fossiler Glacialpflanzen darum besonders günstig, weil die kleinen Süsswasserbecken, die die betreffen-

[1]) Als Gegensatz zu dieser auf wirklichen Beobachtungen gegründeten Darstellung erlaube ich mir folgenden Passus aus BROCKMANN-JEROSCH's Arbeit anzuführen (die Parenthesen sind von mir): »Bei dieser Gelegenheit mag übrigens betont werden, dass die Dryasflora i. e. S. nur in herbeigeschwemmten Pflanzenresten erhalten geblieben ist; selten (?) sind es einzelne Pflanzen, meist handelt es sich nur um Blätter. Es frägt sich nun, wo haben diese Pflanzen gestanden? Da das Wasser, das sie mitriss, vom Gletscher herkam (??), so liegt es nahe, sie sich auf dem Moränenboden wachsend zu denken. Es scheint mir aber gar nicht ausgeschlossen, dass sie zum Teil auf dem Gletscher selbst auf den Obermoränen wuchsen. Wie dem auch sein mag, grosse Ausdehnung dürfen wir der Dryasregion jedenfalls nicht geben (??), auch handelt es sich um keine geschlossene Vegetationsformation (!?).» Wie vollständig diese Darstellung von den tatsächlichen Verhältnissen abweicht, dürfte von selbst hervorgehen.

den Ablagerungen enthalten, innerhalb eines Gebiets der letzten Vergletscherung liegen, das zum grössten Teil vom spätglacialen Meere niemals überflutet wurde. Ähnlich günstige Verhältnisse finden sich teilweise auch in Dänemark (HARTZ 1902), in den Ostseeprovinzen und im nördlichen Deutschland. Weiter südwärts aber haben wiederholte Vor- und Rückzüge des Landeises, Verlegungen der Flussläufe, Denudation und Verwitterung bedeutend verwickeltere Verhältnisse hervorgerufen, weshalb verschiedene Schwierigkeiten hier dem Aufsuchen fossiler Reste der Glacialflora entgegentreten. Dessenungeachtet kennen wir jetzt einige glacialpflanzenführende Lokalitäten, die von der äussersten Grenze des skandinavischen Diluviums nicht weit entfernt sind. Wir können uns deshalb auf einmal von Schonen nach diesen Lokalitäten versetzen, denn wenn auch hier, während einer Phase der Eiszeit eine Glacialflora existierte, kann man im voraus wissen, dass eine solche auch in dem dazwischen liegenden Gebiet seinerzeit vorgekommen sein muss. Für den vorliegenden Gegenstand hat es dabei nicht so viel zu bedeuten, wenn die arktische Flora während interglacialer Zeiten mit wärmerem Klima eventuell von einer anderen Flora mit Baumwuchs zeitweilig verdrängt wurde, denn beim Wiedereintreten arktischer Verhältnisse breitete sich die Glacialflora wieder aus. Man kann also, wenn es sich nur um das ehemalige Vorkommen oder Nicht-Vorkommen der Glacialflora in einem gewissen Gebiet handelt, von den milderen Interglacialzeiten absehen. Dies wird teoretisch deutlich, wenn man sich vorstellt, dass das skandinavische Inlandeis während des Maximums seiner Verbreitung von einer Glacialflora umsäumt war, dass das Eis dann infolge des Eintretens eines wärmeren Klimas zu schmelzen begann und sich nach Norddeutschland zurückzog, während eine Baumflora den ehemaligen Platz der Glacialflora einnahm. Als das Eis sich darnach, infolge zunehmender Kälte, wieder auszubreiten begann und nochmals gegen Süden vorrückte, kehrten die alten Verhältnisse mehr minder wieder, und

das Resultat bleibt in den Hauptzügen dasselbe, auch wenn diese Vorgänge sich zu wiederholten Malen abspielten. Während solcher Wanderungen vor und zurück können natürlich viele Veränderungen in der Zusammensetzung der Glacialflora eingetreten sein, was zu diskutieren jedoch hier nicht der Ort ist.

Es wird ferner aus dem oben gesagten klar, dass es glücklicherweise nicht so viel zu bedeuten hat, wenn man die Frage von einem gleichzeitigen oder nicht gleichzeitigen Alter zweier oder mehrerer glacialpflanzenführenden Ablagerungen noch nicht mit Sicherheit beantworten kann. Die Hauptsache ist die Feststellung der Tatsache selbst: dass eine Glacialflora seinerzeit an den betreffenden Stellen wirklich zu Hause war, sei es nun während dieser oder jener Phase der Eiszeit. Hierbei muss aber ganz besonders daran erinnert werden, dass die Flora einer Ablagerung, die während des Rückzugs des Landeises abgelagert wurde, nicht immer hinreichende Zeugnisse von den extremen Verhältnissen geben kann, die während des Maximums der betreffenden Vereisung herrschend waren. Denn dieser Rückzug selbst wurde ja eben durch eine Veränderung der erwähnten Verhältnisse hervorgerufen.

Vor zwanzig Jahren konnte ich das Vorkommen einer fossilen Glacialflora in Sachsen und zwar bei **Deuben** im Weisseritztale SSW. von Dresden konstatieren, an derselben Stelle wo A. Sauer die Flügeldecke eines arktischen Käfers (*Carabus groenlandicus*) entdeckt hatte, eine Entdeckung, die mich in der Tat veranlasste nach fossilen Glacialpflanzen gerade hier zu suchen. Für die näheren Umstände dieses Fundes verweise ich auf meinen diesbezüglichen Aufsatz 1894, hier dürfte ich mich darauf beschränken können die gefundenen Arten zu erwähnen. Dass die Zahl derselben verhältnismässig klein ist, rührt daher, dass ich nur sehr kurze Zeit auf das Einsammeln verwenden konnte. Von den fünf Moosen haben drei (*Hypnum exannulatum*, *stellatum* und *trifarium*) eine kosmopolitische Verbreitung, die sich bis nach Spitzbergen erstreckt,

während zwei (*Hypnum turgescens* und *sarmentosum*) arktisch-alpin sind. Cyperaceen waren stark vertreten, mehr als 400 Nüsschen von *Carices* wurden erhalten, obschon eine sichere Artbestimmung derselben nicht ausgeführt werden konnte; auch Stengelreste von Cyperaceen waren häufig. Von sonstigen Pflanzenresten wurden folgende angeführt: *Eriophorum cfr. Scheuchzeri*, *Stellaria? sp.*, *Batrachium confervoides*, *Saxifraga aizoides*, *S. Hirculus*, *S. oppositifolia*, *Polygonum viviparum*, *Salix herbacea*, *S. cfr. retusa*, *S. cfr. myrtilloides*, *S. cfr. arbuscula*. Die aus der Zusammensetzung dieser Flora damals gemachten Schlüsse resultierten darin, dass es sich um eine echte Glacialflora handeln musste. Mit dieser Schlussfolgerung harmonieren auch die zahlreichen Käferreste, die hauptsächlich in den an Cyperaceen reichen Schichten gefunden und von dem hervorragenden schwedischen Entomologen C. G. THOMSON bestimmt wurden. Von den sieben Käfer-Arten haben nämlich fünf eine kosmopolitische Verbreitung, während zwei, *Elophorus nivalis* THOMS. (= *glacialis* VILLA) und *Simplocaria metallica* (STRM.) MARSH., nordisch-alpine Formen sind. Die Reste der letzteren Art waren den übrigen bedeutend überlegen, denn nicht weniger als etwa 50 Exemplare, mehrere mit beiden Flügeldecken, wurden erhalten. Wie oben erwähnt war auch *Carabus groenlandicus* schon früher an derselben Lokalität gefunden worden.

Eine andere Stelle, wo fossile Glacialpflanzen in Sachsen gefunden wurden, liegt nordnordwestlich vom Bahnhof **Borna**, unter 51° 7,5′ n. Br. Diese Lokalität beansprucht daher ein ganz besonderes Interesse, weil die Pflanzenreste hier in derselben Schicht gefunden wurden, wie das von Professor Dr. J. FELIX (1909, 1912) beschriebene fast vollständige Mammutskelett, wozu ferner noch das Stück einer Renntierstange kommt. Diese Ablagerung gehört zu einem anderen Zeitabschnitt der Eiszeit als diejenige von Deuben. Dr. K. PIETZCH hat mir darüber zuvorkommend folgende Mitteilung gemacht. »Herr Dr. F. ETZOLD teilt mir mit, dass er die pflan-

zenführende Diluvialschicht von Borna in die Zeit vor der Hauptvereisung (2. Glacial) stellen würde. Jedenfalls ist diese Schicht viel älter als die Deubener und Lugaer Schichten» (s. unten). Bei der Schlämmung einiger mir von Herrn FELIX gesandten Tonproben konnte, neben Moosen, auch das Vorkommen von *Salix polaris* konstatiert werden; die ausführlichere Untersuchung wurde aber von Professor Dr. C. A. WEBER ausgeführt, der die Lokalität zweimal (1910 und 1913) selbst besucht und die Resultate seiner Untersuchungen in einer neuerdings (1914) erschienenen, vortrefflichen Arbeit veröffentlicht hat. Aus dieser Arbeit, auf welche ich im übrigen verweise, geht hervor, dass WEBER Reste von fast 70 bestimmbaren Arten erhalten hat, von welchen mehr als die Hälfte Moose sind:

»Die überwiegende Mehrzahl der in unserer Fundschicht angetroffenen Pflanzen hat eine sehr weite Verbreitung. Sie leben gegenwärtig ebensowohl in der Arktis wie in alpinen Lagen der gemässigsten Zone und in dem mitteleuropäischen Tieflande, und das gilt gerade von denen, die nach der Menge ihres Auftretens tonangebend waren.

Aber eine kleine Zahl ist an klimatisch enger charakterisierte Regionen gebunden. Unter den Pflanzen unserer Liste sind nämlich gegenwärtig arktisch-alpin: *Tortula aciphylla*, *Desmotodon latifolius var. muticus*, *Mnium hymenophylloides*, *Philonotis tomentella*, *Timmia norvegica*, *Amblystegium curvicaule*, *Hypnum hamulosum*, *H. purpurascens var. rotae*, *H. Richardsoni*, *Eriophorum Scheuchzeri*, *Salix herbacea*, *S. myrsinites;* arktisch: *Cinclidium arcticum*, *Salix polaris*, *Ranunculus hyperboreus*, *Armeria arctica;* alpin: *Arabis saxatilis*, *Potentilla aurea*.

Dazu kommen einige Arten, die eigentlich an klimatisch gemässigte Verhältnisse gebunden sind und nur bedingungsweise in günstigere Regionen der Arktis wie der alpinen Gebirgslagen des gemässigten Klimas eintreten. Es sind: *Nitella flexilis*, *Sphagnum imbricatum*, *Sph. papillosum*, *Urtica*

dioica, Coronaria flos cuculi, Silene inflata, Carduus aut Cirsium. Vielleicht sind ihnen noch *Mnium punctatum, Hypnum chrysophyllum* und *Ranunculus acer* anzureihen.

Wir haben demnach in unserer Fundschicht bei Borna eine Vegetation vor uns, deren Hauptcharaktere sind: Baumlosigkeit oder grösste Baumarmut, ein Vorherrschen indifferenter Typen, das Vorkommen einer Anzahl von Arten, die an arktische oder alpine Verhältnisse gebunden sind, und endlich das einiger, die nur unter günstigeren Umständen dort zu gedeihen vermögen.»

Wie aus dem obigen Zitat hervorgeht, lässt WEBER die Frage nach dem Baumwuchs insofern offen als er eine vollständige Baumlosigkeit nicht bestimmt behaupten will, sondern als Alternativ von grösster Baumarmut spricht. Alles was auf Baumwuchs hindeutet, ist »ein 15 *mm* langes, 17 *mm* breites und 6 *mm* dickes abgerolltes Stück der Borke von *Pinus silvestris*». »Es gibt keine andere Erklärung als die, dass Rotföhren, wofern das gefundene Rindenstück nicht etwa aus einer ältern, erodierten Ablagerung stammen sollte, damals, wenn überhaupt, so nur äusserst spärlich in der nähern und weitern Umgebung unserer Fundstätte lebten.» Auch die fast vollständige Abwesenheit von *Pinus*-Pollen in den vielen mikroskopischen Präparaten gibt den gleichen Ausschlag. Er fand nämlich in denselben nur »einmal zwei gut erhaltene aber etwas zerdrückte Pollen einer *Pinus*». Ich habe seinerzeit (1910) hervorgehoben, dass man dem Vorkommen des Kiefernpollens keinerlei Beweiskraft beimessen kann, wenn andere Kiefernreste fehlen oder wenn der Pollen nicht massenhaft vorhanden ist. Ich erinnerte in dieser Hinsicht an die sog. »Schwefelregen», »die ja zum grössten Teile aus Pollenkörnern bestehen, und was speziell die der Kiefer anlangt, so sind ja diese auf Grund ihres Flugapparates geeignet, so zu sagen überall hingeführt zu werden» . . »Wer EHRENBERG'S Arbeiten über Passatstaub, Blutregen etc. gelesen hat, hat wohl nicht umhin können auf die stetig wiederkehrenden

'Pollen Pini' unter den vegetabilischen Fragmenten, die er aufzählt, aufmerksam zu werden. Von besonderem Interesse sind WILLE's Funde von *Pinus*-Pollen aus zwei Süsswasseransammlungen auf Nowaja Semlja. Hier wurde nämlich der Pollen in Wasseransammlungen gefunden, die zum grossen Teil von denselben arktischen Pflanzen umgeben sind, welche fossil in den spätglacialen Schichten Schonens vorkommen . . . Das Vorkommen des Pollens [auf Nowaja Semlja] erklärt sich einfach daraus, dass der Blütenstaub aus dem grossen Nadelwaldgebiet Nordrusslands durch Südwinde nach Nowaja Semlja geführt wurde. Dies setzt für den einen Fundort einen Transport von mindestens 575, für den nördlichern von mindestens 700 Kilometern, vielleicht bedeutend mehr voraus».

Es wird aus dem Gesagten klar, dass den beiden Pollenkörnern von *Pinus*, die in der Bornaablagerung gefunden wurden, keinerlei Beweiskraft für das Vorkommen der Kiefer in diesem Teil des Landes während der Zeit, wo die Ablagerung gebildet wurde, beigemessen werden kann. Dies wird auch von WEBER selbst hervorgehoben, der ferner ganz richtig bemerkt, dass es nicht denkbar ist, dass der Pollen derselben »etwa besonders lebhaft der Zersetzung anheimgefallen wäre». Dasselbe wird vollends durch die Erfahrung bestätigt, die ich während meiner Untersuchungen kutinisierter Pflanzenreste älterer Formationen gewonnen habe. Es hat sich nämlich dabei gezeigt, dass Mikrosporen und Pollenkörner fast unzerstörbar sind. Bei der Schlämmung eines Lias-Tons aus Hör in Schweden, dessen Alter wohl mehrere Millionen Jahre beträgt, wurde z. B. eine ungeheure Menge von Sporen und Pollenkörnern erhalten, unter den letzteren auch solche, die wahrscheinlich der Gattung *Pinus* angehören.[1]

[1] BROCKMANN-JEROSCH greift also wieder stark daneben, wenn er, um die Abwesenheit von Pollenkörnern zu erklären, ohne weiteres behauptet, dass die Tone »schlechte Erhaltungsbedingungen bieten», Wäre diese Behauptung richtig,

Auch von Birken wurden »einige gut erhaltene Pollenkörner in der gebankten Region an verschiedenen Stellen» der Bornaablagerung gefunden, wie aber WEBER bemerkt, ist eine Artbestimmung nach Pollen nicht möglich, und es ist also gar nicht gesagt, dass es sich hier um Pollen von baumartigen Birken handelt. Vorausgesetzt aber, »dass die angetroffenen Birkenpollen von solchen und nicht von strauchartigen Arten wie *Betula nana* stammen, so kann man höchstens an weit zerstreute, wenig ausgedehnte Birkenhaine denken». Nun kommt aber der für WEBER damals unbekannte Umstand hinzu, dass ich während des Sommers 1913 von Dr. KURT PIETZSCH Proben von einem pflanzenführenden sandigen Ton erhalten habe, der bei **Luga** am linken Elbtalgehänge südlich von Dresden unter diluvialem Gehänge vorkommt. Bei der Untersuchung (bezw. Schlämmung) dieser Proben fand ich u. a. auch Blätter, Früchte und Fruchtschuppen von *Betula nana*, und es ist also sehr wohl möglich, dass der Birkenpollen in der Bornaablagerung eben von der Zwergbirke stammt. Die Ablagerung von Luga ist allerdings, nach der Mitteilung PIETZSCH's, jünger als die Bornaablagerung, das Vorkommen der Zwergbirke, als jene abgesetzt wurde, macht es aber immerhin wahrscheinlich, dass dieselbe auch früher auf sächsischem Gebiet zu Hause war.

Da WEBER selbst die Möglichkeit hervorgehoben hat, dass das kleine Rindenstück der Kiefer vielleicht »aus einer älteren erodierten Ablagerung stammen» kann, was mir am wahrscheinlichsten erscheint, und da weder die Pollenkörner von *Pinus* noch diejenigen von *Betula* als Beweise für Baumwuchs an der Fundstätte selbst betrachtet werden können, glaube ich für meinen Teil, dass von den beiden Alternativen, Baumlosigkeit oder grösste Baumarmut, jene das richtige trifft, und zwar um so mehr, da weder bei Deuben noch bei

---

was zum Glück nicht der Fall ist, dann würde unsere Kenntnis von den Floren älterer Perioden nur ein Bruchteil von dem sein, was wir tatsächlich davon wissen.

Luga Baumreste gefunden wurden. Die Frage bleibt allerdings unentschieden, es ist aber zu hoffen, dass weitere Funde dieselbe entscheiden werden.

Wenden wir uns nun einer anderen, sehr wichtigen Lokalität zu, die ebenfalls ihren Platz an einer Stelle hat, die sich nicht weit von der äussersten Grenze des nordischen Diluviums befindet. Diese Lokalität ist **Krystynopol** in Galizien, wo Dr. WL. SZAFER eine fossile Dryasflora 1911 entdeckt hat. Nachdem eine vorläufige Notiz seiner Entdeckung während des erwähnten Jahres veröffentlicht war, liegt eine ausführliche Beschreibung des Fundes seit 1912 vor, aus welcher folgende Zusammenfassung entnommen ist.

Auf dem senonen Kreidemergel ruht eine 4 *m* mächtige, wahrscheinlich präglaciale Ablagerung von Sand und Schotter lokaler Herkunft, in welcher kein nordisches Material nachgewiesen wurde. Diese Ablagerung wird von einem bläulichen, 11.8 *m* mächtigen, in allen Horizonten *Dryas*-führenden, von den Schichten des pflanzlichen Detritus »gebänderten», etwas sandigen, pflanzenführenden glacialen Ton überlagert, welcher auch *Pupa columella* und *Helix tenuilabris* enthält. Darüber liegen fluvioglacialer Sand und Schotter mit nordischem Material, 3 *m* mächtig, und zu oberst ein 0.5 *m* mächtiger, deutlich geschichteter diluvialer Lehm mit *Helix hispida*, *H. tenuilabris*, *Pupa muscorum*, *Succinea oblonga*, *Limnaea palustris*, *Planorbis marginatus*, *P. rotundatus*.

Aus dieser Darstellung wird es klar, dass die betreffende pflanzenführende Ablagerung während des Vorrückens des skandinavischen Landeises abgelagert sein muss, bevor das Inlandeis selbst die Lokalität erreicht hatte Dr. SZAFER fasst die Resultate seiner Untersuchung folgendermassen zusammen: »Auf einem kalkreichen Sumpfe, an dessen Zusammensetzung die Moose (*Drepanocladus vernicosus*, *D. capillifolius*, *D. subaduncus*, *Calliergon giganteum*, *Scorpidium scorpioides*) und die Seggen stark beteiligt waren, wuchs eine baumlose Zwergstrauchformation, deren wichtigste Komponenten die Zwerg-

weiden (*Salix herbacea*, *S. retusa*, *S. polaris*, *S. reticulata*, *S. myrtilloides?*) und die Zwergbirke (*Betula nana*) waren. Daneben lebten: *Dryas octopetala*, die kleinblättrige Form des *Polyonum viviparum*, *Stachys?*[1] und *Galium sp.* (*palustre?*). In den Wassertümpeln, die sich in der Nähe befunden haben müssen, war eine Wasserflora entwickelt, wo Characeen, mehrere *Potamogeton*-Arten (nachgewiesen *P. pusillus*), *Batrachium sp.* (*confervoides?*) und *Myriophyllum sp.* lebten. Wir haben also hier zwei verschiedene Pflanzenformationen gleichzeitig und neben einander: eine Moos- und Zwergstrauch-Tundra von ausgesprochen arktischem Charakter, neben einer Wasserflora, deren Vertreter noch heutzutage bei Krystynopol zu finden sind.»

Der oberste Horizont des Glacialtons spricht von etwas veränderten Verhältnissen von mehr limnischem Charakter mit vielen Wasseralgen, die auf grössere Wasserflächen schliessen lassen. »Die seltenen Reste von *Dryas octopelata*, *Betula nana*, sowie die Holzstücke von *Alnobetula viridis*,[2] die sich in diesen limnischen Schichten vorfinden, spielen hier eine untergeordnete Rolle und sind hieher vom Wasser gebracht worden, gehören aber zu den Pflanzenformationen, die die Ufer jener grösseren Wasserflächen beherrschten.»

Die von SZAFER hervorgehobene Tatsache, dass eine der jetzigen ähnliche Wasserflora gleichzeitig neben einer Landflora von ausgesprochen arktischem Charakter seinerzeit bei Krystynopol lebte, stimmt vollständig mit den Erfahrungen überein, die von anderen pflanzenführenden Glacialablagerungen gewonnen wurden. Es schien seinerzeit, bevor man diese Sache erklären konnte, als wäre eine Disharmonie vorhanden, indem nämlich die Wasserflora einen anderen Ausschlag als

---

[1] WEBER (1914) hielt es für möglich, dass dieser Rest ein Fruchtkelch von *Armeria arctica* sei.

[2] Einige im obersten Horizonte gefundene 5—15 *cm* lange und 0,5—2 *cm* dicke Aststücke erwiesen sich nämlich infolge ihres anatomischen Baues als zu dieser Art gehörig.

die Landflora für die während der glacialen Zeit herrschenden klimatologischen Verhältnisse geben würde (G. ANDERSSON 1906). WEBER hat aber schon 1906 mit Recht hervorgehoben, dass eine niedrigere geographische Breite mit ihrer abweichenden Tageslänge und den stärkeren Licht- und Wärmewirkungen der Sonnenstrahlen während der Eiszeit notwendig andere klimatische Verhältnisse als die heute im hohen Norden herrschenden hervorrufen musste. Ich habe diesen Gedanken in meinem Aufsatz von 1910 weiter verfolgt und konnte mich dazu auf die inzwischen (1909) veröffentlichten Beobachtungen WESENBERG-LUNDS stützen.

»Nimmt man für einen Augenblick an», heisst es bei mir, »dass das Klima in Schonen beim Abschmelzen des Eises gleich dem des Eisfjordes (bei 78° 30′) auf Spitzbergen (mit einer Julitemperatur von +4,42° C.) gewesen sei, so ist es wahrscheinlich, dass sich die Verhältnisse in Schonen bei 55° 20′—56° 20′ n. Br. gerade für die Wasserpflanzen relativ günstig gestalten würden. Bei einem so niedrigen Stande, wie ihn die Sonne auf dem Breitengrade von Spitzbergen einnimmt, sind es gerade die Wasseransammlungen, die in die ungünstigste Lage kommen, weil die Sonnenstrahlen den Wasserspiegel in einem sehr spitzen Winkel treffen, wogegen besonders die dem Süden zugewendeten Gebirgshänge dem Einfluss der Sonnenstrahlen in bedeutend höherem Grade ausgesetzt werden, weshalb auch solche Lokale den üppigsten Pflanzenwuchs aufzuweisen haben. Unter den Breitengraden von Schonen würden sich auf Grund des höheren Standes der Sonne während des Sommers die Verhältnisse für Wasseransammlungen bedeutend günstiger gestalten, während das flache Land nicht sonderlich vorteilhaftere Bedingungen für die Landpflanzen dargeboten haben dürfte als jetzt auf Spitzbergen vorhanden sind. Vielleicht hat man teils hierin, teils in den etwas längeren Sommern unter den betreffenden südlicheren Breitengraden den Grund dafür zu suchen, dass Wasserpflanzen bereits mit den arktischesten Arten im untersten

Horizont zusammen vorkommen. Ihr Auftreten wäre unter solchen Verhältnissen ganz natürlich.

Nun hat dazu der bekannte dänische Limnologe WESENBERG-LUND nachgewiesen, dass die monatliche mittlere Temperatur in der Littoralregion der Binnenseen während des Sommers, auf Grund verschiedener Umstände, die hier nicht berührt werden können, höher ist als die der Luft. 'Ist aber dies stichhaltig', sagt er, 'dann ist es auch ganz natürlich, dass man in derselben Ablagerung eine Landflora findet, die eine niedrige Temperatur erfordert, und eine Wasserflora, die einer bedeutend höheren bedarf. Unter unseren Breitengraden können die Seen, selbst während der älteren Dryaszeit und bei sehr niedrigen Lufttemperaturen, in der Littoralregion sehr wohl eine Sommertemperatur gehabt haben, die ein Gedeihen der Wasserpflanzen gestattete. Wenn die Wasserpflanzen heutzutage nicht so weit nach Norden gehen, so beruht dies ganz einfach darauf, dass die Dryasflora jetzt nach Breitengraden hinauf gerückt ist, wo die Littoralregion (der Seen) nicht mehr eine so viel höhere mittlere Temperatur im Sommer hat als die Luft, und wo die Natur der Seen eine andere ist. Daher eignen sich die Wasserpflanzen auch nicht gut zu Indikatoren für eine erhöhte Lufttemperatur. Vom limnologischen Gesichtspunkt aus lässt sich demnach die Disharmonie zwischen der Land- und Wasserflora in den spätglacialen Süsswasserablagerungen leicht erklären.' Sie wird in der Tat nach dieser Erörterung ganz selbstverständlich.»

Noch günstiger als für Schonen und Dänemark müssen sich die Verhältnisse für die Wasserpflanzen unter 50°—51° n. Br. gestaltet haben, und das Vorkommen einer der heutigen ähnlichen Wasserflora bei Krystynopol neben einer ausgesprochen arktischen Moos- und Zwergstrauch-Tundra ist daher nur was man im voraus erwarten konnte.

Die von WEBER hervorgehobene Verschiedenheit zwischen den klimatischen Verhältnissen der Dryaszeit bei niedrigeren

Breitengraden in Mitteldeutschland und den heute im hohen Norden herrschenden enthält ohne Zweifel auch die Erklärung des Vorkommens bei Borna der oben erwähnten Arten, die nur unter günstigeren Umständen unter arktischen oder alpinen Verhältnissen zu gedeihen im Stande sind.

Auch die vielen Käferreste, die in der Ablagerung bei Deuben gefunden wurden, deuten eine Verschiedenheit von Verhältnissen des eigentlichen hohen Nordens an. Analoge Verhältnisse fehlen übrigens heutzutage nicht. »Im mittleren Asien», sagt schon ARESCHOUG (1867) »sind die rein arktischen und die mehr südlichen Pflanzen, wie es im allgemeinen auf grossen Kontinenten geschieht, in erstaunenswerter Weise mit einander gemischt, indem die arktischen Pflanzen in der Tiefebene bedeutend weiter nach Süden, die südlichen weiter nach Norden, als es in Europa geschieht, verbreitet sind.» Etwas Ähnliches dürfte im eisfreien Gebiet Mitteleuropas während verschiedener Phasen der Eiszeit der Fall gewesen sein. Ich glaube also, dass WEBER in der Hauptsache der Wahrheit nahe kommt, wenn er sich folgendermassen in seiner Borna-Arbeit ausdrückt: »Als die Eiszeiten ihre volle Wirksamkeit entfaltet hatten, herrschte in dem nicht vereisten Teile Mitteleuropas ein glaciales Klima, dessen Kennzeichen niedrige Winter-, verhältnismässig hohe Sommertemperaturen und niedrige Niederschläge bei vorherrschend östlichen und südöstlichen Winden waren. Sein glacialer Charakter trat um so stärker hervor, je tiefer die Temperaturerniedrigung war und je länger sie dauerte, und demgemäss sind nicht in allen Eiszeiten ganz dieselben Floren und Faunen zu erwarten.

Dieses Klima war hinsichtlich seiner physiologischen Wirkungen weder mit dem der heutigen Arktis noch dem der Hochalpen völlig identisch, ebensowenig mit dem der heutigen Steppen der gemässigten Zone. Da es aber Züge jedes dieser gegenwärtigen Klimate in sich vereinte, so war die Folge davon, dass Vertreter der Organismenwelt der heu-

tigen Arktis, der Hochalpen, der Steppe, wie der Tundra wenigstens während des Übergangs von der hochglacialen zu der spätglacialen Phase in Mitteleuropa nebeneinander, wenn auch vielleicht standörtlich getrennt, zu leben vermochten, indem während der erstgenannten Phase mehr der arktisch-alpine oder tundrenartige Charakter der aus Pflanzen und Tieren gebildeten Lebensgemeinschaften, während der zweiten aber mehr und mehr der steppenartige hervortrat, der dann allmählich in den der temperierten Grasflur-Lebensgemeinschaften und endlich des Waldes hinüberglitt.»

Nachdem das Manuskript des vorliegenden Aufsatzes schon grösstenteils niedergeschrieben war, habe ich, dank der Liebenswürdigkeit des Herrn Prof. M. Raciborski in Krakau und seines Assistenten Herrn A. Zmuda Kenntnis von einer anderen, sehr wichtigen fossilen Dryasflora erhalten, die in **Ludwinów**, einer Vorstadt von **Krakau**, neuerdings entdeckt wurde. Diese Entdeckung verdanken wir dem erwähnten Assistenten des botanischen Gartens zu Krakau, Herrn A. Zmuda, aus dessen soeben (1914) erschienenem, mir zuvorkommend als Korrekturbogen teilweise mitgeteiltem Aufsatz folgende Aufschlüsse entnommen wurden. »Es sind fast ausschliesslich glaciale Süsswasserablagerungen an Stellen, wo unmittelbar nach dem Abschmelzen des Eises kleine Seen, Bäche, tundraähnliche Sümpfe, dazwischen aber auch trocknere Hügel vorhanden waren.»

Wenngleich mehrere Lehmgruben hier vorkommen, sind die glacialpflanzenführenden Schichten bisher nur in einer derselben beobachtet worden, die übrigen enthalten nur bedeutend jüngere Ablagerungen mit einer Waldflora, die unmittelbar auf miozänen Tonen ruhen. Man muss also annehmen, dass die älteren Schichten, die auch eventuell an diesen Stellen vorgekommen sind, vor der Ablagerung der die Waldflora einschliessenden jüngeren wegerodiert waren, was auch durch eine Lücke im Profil der betreffenden Grube angedeutet wird (s. u.). Dieser Umstand zeigt wie sehr man sich vor auf negativen Verhältnissen begründeten Schlussfolgerungen hüten

muss, denn ohne die von Herrn Zmuda gemachte Entdeckung hätte man ja leicht glauben können, dass eine Glacialflora hier niemals gelebt hätte, sondern dass die erste Flora, die nach der Abschmelzung des Eises hier zu Hause war, eine Waldflora gewesen sei.

Das Profil der betreffenden Lehmgruben zeigt nach Herrn Zmuda folgende Schichten, von welchen er *1* und *2* als »frühpostglacial» (was wohl unserem »spätglacial» entspricht), *3* als »postglacial» bezeichnet. Die unterste Schicht *1*, die unmittelbar auf den miozänen Tonen ruht, ist ein toniger grobkörniger Sand, gemischt mit grobem, kiesigem und schotterigem Moränenmaterial mit nordischen Gesteinen, 5—15 *cm* mächtig. Darüber kommt *2*, ein 3—15 *cm* mächtiger Glacialton, hie und da mit grösseren Quarz-, Granit- oder Sandsteinkörnern, im oberen Teile durch papierdünne, pflanzendetritusführende Schichten gebändert.

Die in den Schichten *1* und *2* eingeschlossene Flora fasst Zmuda als eine Dryasflora arktisch-karpatischen Charakters zusammen. Schicht *1* hat 19 Arten von Laubmoosen und 13 von Phanerogamen geliefert, für Schicht *2* sind die entsprechenden Zahlen 37 und 23. Für die vollständigen Artenlisten verweise ich auf Zmuda's Aufsatz, hier muss ich mich darauf beschränken, die von ihm selbst als wichtigste Arten hervorgehobenen anzuführen. Es sind dies: »*Dryas octopetala*, *Loiseleuria procumbens*, *Salix herbacea*, *polaris*, *reticulata* und *retusa* und *Thymus carpathicus;* die letztgenannte heute nur in den Karpaten wachsende, dem Norden fehlende Pflanze weist auf einen Zusammenhang dieser Flora mit derjenigen der Karpaten hin, der aber auf Grund des Krakauer Diluviums nicht näher klargelegt werden kann. Für diesen Zusammenhang sprechen auch andere hier vorkommende, dem Norden fehlende Pflanzen, wie z. B. *Biscutella laevigata* und *Campanula pusilla*. Den arktisch-karpatischen Charakter dieser Flora beweisen auch die Laubmoose; unter denselben gibt es auch einerseits arktische Typen, wie *Aulacomnium turgidum*,

Conostomum boreale, *Hygrohypnum ochraceum*, *Bryum lacustre*, *Mnium rugicum*, *Calliergon Richardsonii*, *Drepanocladus badius* und *Pseudocalliergon turgescens*, andererseits arktisch-karpatische, wie *Andreaea petrophila*, *Distichium capillaceum*, *Hedwigia albicans*, *Heterocladium squarrosulum*, *Brachythecium turgidum*, *Polytrichum sexangulare* und andere.»

Auch *Betula nana* kommt sowohl in Schicht *1* wie in Schicht *2* vor, in der letzteren auch *B. humilis*. Von Schicht *2* werden auch *Pinus cembra* und *Larix sp.* angegeben, und zwar infolge des Vorkommens von Holzresten, deren anatomischer Bau dieselben als zu diesen Arten gehörig erweisen. Die Frage, ob diese Holzreste hier wirklich auf primärer Lagerstätte vorhanden sind, wird unten besprochen. Auch vereinzelte Flügeldecken von Käfern wurden in Schicht *2* gefunden.

»Die meistens 50—70 *cm* mächtige, stellenweise aber auch 120 *cm* erreichende Schicht *3* ist petrographisch ganz verschieden ausgebildet als die Schicht *2*, in ihrer Flora besteht dagegen eine fast völlige Übereinstimmung mit der Schicht *2*. Die Flora unterliegt in der Schicht *3* einer allmählichen Änderung; in den unteren Teilen dieser Schicht enthält sie noch viel arktisches Material, später verarmt sie und besteht in den oberen Teilen fast ausschliesslich aus Moosen, neben welchen in *g* (ein Horizont im oberen Teile der Schicht) schon *Pinus silvestris* erscheint.» . . .

»Unter den Pflanzenresten dominieren Moosstengelchen, weshalb ich diese Schicht als Moostorf bezeichne. Derselbe besteht fast ausschliesslich aus Laubmoosen; Torfmoose gibt es fast keine, in dem sehr grossen Material, das ich untersuchte, fand ich nur vier kleine Ästchenstücke von *Sphagnum*. Sehr charakteristisch für alle Teile dieser Schicht ist das Vorkommen zahlreicher Holzstücke und berinderter Stengelchen von Sträuchern; die Hölzer liegen immer horizontal; sie sind entweder klein, meist 1 : 2 : 3 *cm* lang, oder grösser, bis 15 *cm* lang, 5 *cm* breit und dick, alle auf der Oberfläche glatt, immer mit abgerundeten Kanten, sie wurden also sicherlich vom Wasser

aus einer wahrscheinlich nicht weiten Entfernung herbeigebracht und am Boden des Bachbettes abgelagert.» . . .

»Grössere Holzstücke gehören ausschliesslich zur Arve und Lärche, sehr viele kleinere, teilweise noch mit Knospen bedeckte Ästchen zu der Zwergbirke, den Weiden und Vacciniaceen. In grosser Menge kommen Reste von grasblättrigen Monokotyledonen vor, wahrscheinlich sind es *Carex-* und *Eriophorum*-Arten, weil diese Schicht viele Früchte dieser Gattungen enthält. Von den Dikotyledonen begegnet man am häufigsten Blättern; es gibt aber auch Früchte und Samen, grösstenteils von Pflanzen, deren Blätter infolge ihrer Zartheit sich nicht erhalten haben. Auch ein Blütenstand wurde gefunden, nämlich ein Körbchen von *Leucanthemum vulgare.* Pollenkörner sind sehr selten, ich fand nur einmal eines von *Pinus.* Ich fand in dieser Schicht auch sehr gut und mit natürlichen Farben erhaltene Flügeldecken von Käfern. Die Schicht *3* ist von allen hinsichtlich der Zahl der Pflanzenarten die reichste; ich fand hier 2 Arten von Pilzen, 47 von Laubmoosen und 25 von Blütenpflanzen.» . . .

«Die häufigste Blütenpflanze der Schicht *3* ist *Betula nana*, ihre charakteristischen Blätter liegen hie und da in grosser Zahl aufeinander. Von den strauchigen Weiden tritt *Salix hastata v. alpestris* am häufigsten auf, von Vacciniaceen *Vaccinium vitis idaea* und *V. uliginosum.* Von Bäumen findet man *Pinus cembra* und *Larix spec.* häufig vertreten; in der Partie *g* dieser Schicht wurde auch ein Zapfen von *Pinus silvestris* gefunden. Als häufigste Laubmoosarten sind zu nennen: *Ceratodon purpureus v. paludosus*, *Mnium rugicum*, *Aulacomnium palustre v. imbricatum*, *Tomentypnum nitens*, *Cratoneuron filicinum*, *Calliergon Richardsonii* (in sehr grosser Quantität), *Calliergon giganteum*, *Calliergon stramineum*, *Warnstorfia exannulata* (die häufigste von allen Moosarten) und *Polytrichum juniperinum.*»

Die Schicht *3* wird von ZMUDA als postglacial aufgefasst, und da es ihm nicht zweckmässig erscheint, die Flora dersel-

ben nach *Betula nana*, zu nennen, die ja auch in anderen Schichten vorkommt, schlägt er statt dessen die Benennung *Calliergon*- Flora, vor, »nach der Moosgattung *Calliergon*, deren sämtliche europäischen Arten in der betreffenden Zeit hier nebeneinander wuchsen, wie gegenwärtig nirgends in Europa». Doch bezeichnet er die Flora auch als die postglaciale Tundra- oder Arven- und Lärchenflora, weil Holzstücke von verschiedener Grösse dieser Bäume in allen Horizonten der Ablagerung vorkommen. Ich habe oben die Frage aufgestellt, ob man wirklich solche Holzreste als auf primärer Lagerstätte vorkommend auffassen kann, da weder Blätter, Zapfen, Samen noch Pollenkörner von denselben gefunden werden. Die Erfahrung von anderen Lokalitäten, die *Pinus*-Reste auf primärer Lage enthalten, hat ja gezeigt, dass die Pollenkörner von *Pinus* in solchem Falle massenhaft vorzukommen pflegen, hier wurde aber »nur einmal eines von *Pinus* gefunden». Bei uns sind dazu sowohl Zapfen wie Blätter der Kiefer in der Kieferregion der Torfmoore und Kalktuffablagerungen häufig, warum fehlen die entsprechenden Reste der Arve und der Lärche in der Ludwinower Ablagerung gänzlich? Dies Fehlen scheint mir darauf zu deuten, dass die Holzreste dieser Bäume hier auf sekundärer Lagerstätte vorkommen. Ich begnüge mich aber vorläufig damit, die Aufmerksamkeit auf diese Frage gelenkt zu haben, hoffentlich wird dieselbe seinerzeit zur Entscheidung gebracht werden können. [1]

---

[1] Die Mischung von Pflanzenresten, die auf primärer Lagerstätte vorkommen, mit solchen, die in derselben Ablagerung sekundär eingeschlossen sind, ist ein Verhältnis, das leicht zu falschen Schlussfolgerungen veranlassen kann. Ich habe in Schonen beobachtet, wie Reste der Dryasflora (Blätter von *Dryas*, *Salices* etc.) an einer Stelle, wo ein Graben durch eine an Pflanzen sehr reiche spätglaciale Sandablagerung gezogen wurde, mit Resten der recenten Flora gemischt wurden. Ein Bach, der verschiedene pflanzenführende Schichten durchschnitt, kann natürlich in ähnlicher Weise Reste von Floren verschiedenen Alters zusammenmischen, ohne dass man dieselben bei der Schlämmung der Proben von einander unterscheiden kann. Dies gilt insonderheit für Samen, Früchte, Fruchtschuppen, Pollenkörner, Zweig- und Holzreste, während die Blätter im allgemeinen bei einer solchen Umlagerung zerstört werden dürften, wenn sie nicht klein und besonders widerstandsfähig sind, wie z. B. die kleinen Dryas-

Es soll endlich nicht unerwähnt bleiben, dass ZMUDA den Umstand hervorhebt, dass in den Schichten *1—3* (insonderheit in *3*) neben den arktisch-alpinen Arten auch andere Pflanzen vorkommen, »die nur in einem von dem heutigen nicht wesentlich verschiedenen Klima gedeihen konnten». Er stellt z. B. die Arten in folgender Liste zusammen um diese Kontraste zu zeigen, wobei die arktisch-alpinen (karpatischen) Arten links, die eines wärmeren Klimas rechts verzeichnet sind. Die eingeklammerten Ziffern geben das Vorkommen der Reste in den verschiedenen Schichten an.

Salix herbacea (1, 2)	Sparganium ramosum (3)
— polaris (1, 2)	Potamogeton obtusifolius (1—3)
— reticulata (1, 2)	Carex digitata (3)
— retusa (1—3)	Rumex cfr. crispus (3)
— myrtilloides (1—3)	Ranunculus repens (3)
— hastata v. alpestris (1—3)	Potentilla cfr. argentea (2)
Betula humilis (2, 3)	Anthyllis vulneraria (3)
— nana (1—3)	Hydrocotyle vulgaris (2)
Polygonum viviparum (2)	Armeria vulgaris v. maritima (3)[1]
Dryas octopetala (1)	Leucanthemum vulgare (3)
Loiseleuria procumbens (1)	Leontodon hispidus (3)
Thymus carpaticus (1)	
Campanula pusilla (2)	

»Unter den Laubmoosen der Krakauer Dryas- und Tundraschichten treten solche Unterschiede nicht deutlich hervor.»

Es ist dies derselbe scheinbare Gegensatz, der oben besprochen wurde und der von den von den hochnordischen abweichenden ökologischen Verhältnissen herrühren dürfte, die von der niedrigeren geographischen Breite notwendig verursacht

blätter mit umgebogenem Rand, vielleicht auch kleinere Blätter der Zwergbirke. Wie man das Vorhandensein einer solchen Mischung entdecken soll, ist nicht leicht zu sagen, doch dürfte wohl die stratigraphische Untersuchung der Ablagerung im allgemeinen Aufschlüsse darüber gewähren können, ob Gründe für die Annahme eines Vorkommens von sekundär eingeschlossenen Resten vorliegen.

[1] Diese Art kommt auch in Grönland vor, und sollte darum von dieser Liste ausgeschlossen werden.

werden mussten. Wie wir sehen kommen die mehr wärmeliebenden Arten hauptsächtlich in der Schicht *3* vor.

Die Schichten *1* bis *3* kündigen offenbar eine allmähliche Verbesserung des Klimas während der Ablagerung derselben an. Der obere Teil der Schicht *3* ist aber einer Erosion ausgesetzt gewesen, und hier ist leider eine grosse Lücke, denn nun folgt ohne Übergang die Waldflora mit überwiegender Tanne, Buche und Haselnuss, die für unseren jetzigen Zweck kein Interesse beansprucht.

Während Zmuda das Vorkommen der Dryasflora und der später folgenden Tundraflora an dieser Stelle unter etwa 50° n. Br. und in einer Meereshöhe von wenig über 200 *m* als eine natürliche Folge einer wesentlichen Temperaturerniedrigung erklärt, spricht er gleichzeitig die Meinung aus, dass diese Erniedrigung durch die Nähe des Landeises verursacht wurde und sich also nur in geringer Entfernung von diesem erstreckt haben dürfte. In dieser Auffassung kann ich ihm nicht folgen, denn nicht nur am Rand des Eises, sondern auch über dem ganzen nicht eisbedeckten Teil Mitteleuropas zwischen den Gebieten der nordischen und alpinen Vereisungen muss sich die allgemeine Temperaturerniedrigung der Eiszeit geltend gemacht haben.

Es wurde oben bereits hervorgehoben, dass die Lokalität bei Deuben, die die fossile Glacialflora geliefert hat, während der Zeit als diese Flora existierte sich oberhalb der Baumgrenze befunden haben muss. Das gleiche gilt für Borna und Luga wie auch für Krakau und Krystynopol. Bei dem Versuch die Senkung der Baumgrenze zu berechnen kann man natürlich nur einen Minimalwert erhalten, denn wir wissen nicht wie hoch oberhalb der Baumgrenze z. B. Deuben damals gelegen war. Von der Baumgrenze im Riesengebirge ausgehend, muss man als einen Minimalwert eine Senkung derselben um wenigstens 1 100 *m* für Deuben annehmen. Es ist für diese Frage gleichgiltig, ob diese Senkung durch die allgemeine Temperaturerniedrigung oder durch eine eventuelle

höhere Lage dieses Landteiles während der Eiszeit oder durch beide Ursachen zusammen verursacht wurde.

Für die hochwichtige Lokalität **Krutzelried** bei Schwerzenbach in der Schweiz, wo ich die fossile Dryasflora schon 1872 entdeckte, kann man die Senkung der Baumgrenze während der Zeit, als die betreffende Ablagerung gebildet wurde, sicher auf wenigstens 1 400 *m* schätzen. Krutzelried liegt nämlich auf 450 *m* Meereshöhe, während die Baumgrenze an den nächstliegenden Gebirgen, laut freundlicher Mitteilung von Prof. C. Schröter, etwa bei 1 800 *m* verläuft. Die an Krutzelried seinerzeit vorkommende Dryasflora muss natürlich oberhalb der Baumgrenze gelebt haben. Da aber die Ablagerung aus einer Zeit stammt, wo die Gletscher schon im Rückzug begriffen waren, muss die Senkung der Baumgrenze während des Maximums der Vereisung noch grösser gewesen sein. Geht man von Penck's Isohypse für die eiszeitliche Schneegrenze — 1 000 *m* — hier aus, so erhält man für die Baumgrenze eine Höhe von 200 *m*, was mit den tatsächlichen Verhältnissen anscheinend gut übereinstimmt.

Nach allem was vorstehend angeführt wurde, scheint es also theoretisch wahrscheinlich zu sein, dass, wie ich schon 1895 hervorgehoben habe, wenigstens diejenigen Teile des zwischen den nordischen und alpinen Eismassen befindlichen Gebiets, die sich in einer Meereshöhe von mehr als 200 *m* befinden, während des Maximums der Vereisung oberhalb der Baumgrenze gelegen waren. Es wäre doch wünschenswert, diese Frage nach Funden von Resten der damaligen Vegetation endgiltig entscheiden zu können.

Es ist klar, dass man bei jeder Diskussion über die Glacialflora der Eiszeit zwischen den Verhältnissen, die während des Maximums der Vereisung und denjenigen, die während der schliesslichen Abschmelzung und des Rückzugs des Eises herrschten, streng unterscheiden muss. Denn mit der Zunahme der Wärme traten endlich Veränderungen ein, die andere ökologische Bedingungen als die während des Maximums der Eis-

verbreitung herrschenden, notwendig hervorbringen mussten. Ich habe dies schon 1883 folgendermassen hervorgehoben: »Es ist zu bemerken, dass man nicht notwendig voraussetzen muss, dass dem abschmelzenden Eise immer eine rein glaciale Flora nachfolgte. Dies hängt davon ab, wie schnell die Abschmelzung im Verhältnis zur Temperaturzunahme fortschreiten konnte. Erfolgte die letztere relativ schneller, so lässt sich wohl denken, dass die glaciale Flora von südlicheren Formen verdrängt wurde, so dass sich z. B. Birkenwälder oder sogar Nadelholzwälder fast am Rande selbst des Eises finden konnten. Dass dies noch nicht der Fall war, als das Eis in Schonen schmolz, wissen wir durch die dortigen fossilen Glacialpflanzen; wie es sich aber in dieser Hinsicht in dem übrigen Schweden verhielt, ist noch nicht ermittelt. Noch weniger weiss man, wie sich das Verhältnis in Nordamerika gestaltet hat.»

Ich werde mich in diesem Aufsatz nicht mit den inzwischen im mittleren und nördlichen Schweden gewonnenen Erfahrungen beschäftigen, hebe auch nur beiläufig hervor, dass die seit 1883 gemachten Funde die Richtigkeit obiger für Schonen gezogenen Schlussfolgerungen vollends bestätigt haben. Über fast die ganze Provinz war seinerzeit eine glaciale Flora verbreitet, die dortige Vegetation hatte damals etwa dasselbe Aussehen wie auf einer baumlosen arktischen Tundra. Nachdem ich 1891 mehrere Fundstätten mit fossilen Glacialpflanzen in den russischen Ostseeprovinzen und Norddeutschland entdeckt hatte, konnte ich (1892) die damalige Erfahrung folgendermassen zusammenfassen:

»Die Funde, welche innerhalb der Area des vom grossen nordischen Inlandeise einmal bedeckten Gebietes gemacht worden sind, beweisen unmittelbar, dass die Glacialflora seinerzeit vom finnischen Meerbusen bis nach Süd-England verbreitet war. Mittelbar beweisen aber, meiner Meinung nach, dieselben Funde auch, dass diese Flora den Rand des Eises bei dessen grösster Ausbreitung ebenfalls umsäumt haben muss.

Denn während der grössten Ausbreitung des Eises muss selbstverständlich das glaciale Klima (um einen solchen Ausdruck zu benutzen) seinen Höhepunkt erreicht haben, während dagegen die Abschmelzung des Eises durch verbesserte Verhältnisse des Klimas verursacht wurde. Wenn das Inlandeis nicht schon bei seiner grössten Ausdehnung von der glacialen Flora umsäumt gewesen wäre, dürfte eine solche noch weniger dasselbe umgeben haben, als es sich bis ins nördlichen Deutschland zurückgezogen hatte. Wenn der Rand des Inlandeises früher von einer Waldvegetation begleitet gewesen wäre, dann hätte diese das Eis wohl ebenfalls bei der Abschmelzung begleitet. Dies ist aber eben nicht der Fall, wir finden vielmehr, dass die glacialen Süsswasserablagerungen überall die Reste einer reinen Glacialflora enthalten, und wir können demzufolge schliessen, dass eine solche auch den Rand des Eises bei seiner grössten Ausdehnung umgeben haben muss. Als eine direkte Stütze dieser Annahme können übrigens die Funde im südlichen England angeführt werden.

Ganz ähnliche Schlussfolgerungen können für die Ränder der alpinen Gletscher während der Eiszeit gezogen werden, und wir können ferner sagen, dass eine glaciale Flora auch auf den Gebirgen zwischen dem Rande des nordischen Inlandeises und dem der alpinen Gletscher auf der Nordseite der Alpen gelebt haben muss. Ob dieselbe auch die ganze Tiefebene im zwischenliegenden Gebiet bedeckt hat, sei bis auf weiteres dahingestellt; das kann erst durch fortgesetzte Untersuchungen der fossilen Pflanzen des betreffenen Gebietes entschieden werden. In pflanzengeographischer Hinsicht ist aber dieser Mangel unserer Kenntnis, soweit er die Glacialflora betrifft, ziemlich bedeutungslos, denn es dürfte jedenfalls eine Pflanzenwanderung zwischen dem Rande des nordischen Inlandeises und den äussersten Rändern der alpinen Gletscher auf der Nordseite der Alpen dann ohne Schwierigkeit stattgefunden haben können.»[1]

[1] Tatsächlich finden wir ja in der Ablagerung bei Krutzelried in der Schweiz

Die bei Deuben, Borna, Luga, Krakau und Krystynopol seither gemachten Funde haben obige Ansichten bestätigt, wir wissen jetzt, dass eine Glacialflora wirklich auch in Mitteldeutschland und Galizien bei 50°—51° n. Br. seinerzeit lebte. Es ist hierbei von besonderer Bedeutung, dass, wie mir Dr. K. Pietzsch kürzlich mitgeteilt hat, »die pflanzenführende Diluvialschicht von Deuben nichts mit der grossen (zweiten) Vereisung zu tun hat, sondern auf die dritte Eiszeit zu beziehen ist, deren Grundmoräne aber Sachsen nicht mehr erreicht hat. Für Luga gilt ganz genau dasselbe. Beide Ablagerungen (Deuben und Luga) sind ungefähr Äquivalente der dritten Vereisung und liegen südlich des Eisrandes. Die zweite (grosse) Vereisung ist dagegen bekanntlich noch südlicher gegangen.»

Der Umstand, dass eine glaciale Flora seinerzeit bei Deuben gediehen ist, wenngleich diese Lokalität sich so weit entfernt von dem mit der Flora gleichzeitigen Eisrand befand, ist ein weiterer Beweis für die Unrichtigkeit der Behauptungen, [1] »dass das Vorkommen der kälteliebenden Arten [der Dryasflora] durch die Nähe des Gletschers bedingt war», und dass »die Dryasflora sich nur an den Rand der Vereisung anklammerte, also nur eine relativ schmale Region bewohnte». Auch die Verhältnisse in Schonen beweisen ja vollends, dass es den erwähnten Behauptungen an jeder sachlichen Unterlage fehlt. Damit ist aber auch erwiesen, dass der glaciale Charakter der Flora durch eine Temperaturerniedrigung bedingt war. Wenn die Baumgrenze, wie aus den fossilen Glacialfloren bei Deuben und Schwerzenbach (Krutzelried) hervorzugehen scheint (Nathorst 1895), wirklich eine grössere Senkung als die Schneegrenze erfahren hat, wäre dies ein weiterer Beweis für eine starke Erniedrigung der Sommertemperatur während der Eiszeit.

---

neben anderen arktischen Arten auch *Salix polaris*, die heutzutage nicht in den Alpen vorkommt, während umgekehrt alpine Arten in der Bornaablagerung gefunden wurden.

Anmerkung 1914.

[1] Brockmann-Jerosch, l. c.

Wie durchaus unrichtig die Behauptung ist, »dass das Vorkommen der kälteliebenden Arten durch die Nähe des Gletschers bedingt war» geht auch aus dem von mir schon früher (1910) angeführten Umstand hervor, dass Süsswasserablagerungen mit arktischen Pflanzen an mehreren Stellen in Schweden innerhalb solcher Gebiete gefunden wurden, die seinerzeit von dem Eismeer bedeckt waren, das nach dem Zurückweichen des Eises und der Senkung des Landes dieselben überflutet hat. Das Klima war also fortdauernd den »kälteliebenden Arten» angepasst, nachdem sich das Land wieder über das Meer erhoben hatte. Dies setzt eine lange Reihe von Veränderungen voraus: Eisbedeckung, Rückzug des Eises und Senkung des Landes, Hebung des Landes, Einwanderung der glacialen Flora auf die früher vom Meere bedeckten Gebiete, wo natürlich von einer »Nähe des Gletschers» nicht mehr die Rede sein kann. Auch die Lokalität Kunda in Estland mit ihrer reichen fossilen Glacialflora liegt nach De Geer unterhalb der marinen Grenze.

Einen ganz entscheidenden Beweis für die Temperaturerniedrigung während der Eiszeit gewährt das von W. Sukatscheff (1910) entdeckte Vorkommen fossiler Glacialpflanzen am Ufer des Flusses Irtysch (Gouv. Tobolsk) in Sibirien. Der Fundort liegt am rechten Ufer des Flusses, am Demjanskoje, bei 59° 39′ n. Br. mitten im Waldgebiet Sibiriens, und die hier gefundene fossile Glacialflora setzt sich aus folgenden Arten zusammen: *Salix polaris*, *S. herbacea*, *Dryas octopetala* (sowohl Blätter wie Stämme), *Betula nana* (Blätter, Fruchtschuppen, Früchte), *Pachypleurum alpinum*, *Vaccinium uliginosum*, *Menyanthes trifoliata*, *Potamogeton sp.*, *Carex sp.*, *Mnium hymenophylloides*, *Polytrichum sp.*, *Amblystegium sp.* Die Lokalität liegt weit ausserhalb der in der Eiszeit vergletscherten Gebiete, nach Penck's Karte 1906 mehr als 500 *km* vom Eisrande entfernt.[1] Es wäre also vollkommen sinnlos hier

[1] Kayser's Angabe (1911, S. 647, Fussnote), dass den angegebenen Arten einige Holzgewächse beigemischt sind, beruht wohl auf einer Missdeutung des russischen Textes. Diese Holzreste, deren anatomischer Bau dieselben als *Pi-*

zu sagen, »dass das Vorkommen der kälteliebenden Arten durch die Nähe des Gletschers bedingt war». Dasselbe rührt vielmehr von der grossen Temperaturerniedrigung der Eiszeit her, die auch hier die Existenz einer Waldflora verhinderte und nur das Gedeihen einer arktischen Tundraflora gestattete, was eine Verschiebung der Baumgrenze nach Süden um mehrere Breitengrade bedeutet.

Bei dem letzten und endgültigen Rückzug des skandinavischen Landeises sowie der alpinen Gletscher traten allmählich günstigere Verhältnisse ein. Wenn wir z. B. an die Zeit denken, als das Eis sich von Norddeutschland zurückgezogen hatte, während dagegen Skandinavien von demselben mehr minder noch bedeckt war, dann könnten die Gebiete um Krystynopol, Krakau, Borna, Deuben und Luga, die ehemals die arktisch-alpine Tundraflora beherbergt hatten, vom Waldwuchs wieder erobert sein (vorausgesetzt, dass es sich nicht gerade dann um die Steppenzeit handelte). Für diese Zeit des endgültigen Rückzugs des Eises traten die oben erwähnten Verhältnisse ein, auf welche 1883 die Aufmerksamkeit gelenkt wurde: dass nämlich die Beschaffenheit der den Eisrand umsäumenden Flora davon abhängen musste, »wie schnell die Abschmelzung im Verhältnis zur Temperaturzunahme fortschreiten konnte. Erfolgte die letztere relativ schneller, so lässt sich wohl denken, dass die glaciale Flora von südlicheren Formen verdrängt wurde, so dass sich z. B. Birkenwälder oder sogar Nadelholzwälder fast am Rande selbst des Eises finden konnten.»

Dass die Glacialflora, die seinerzeit nach dem Rückzug oder der Abschmelzung des letzten Landeises in Schonen zu Hause war, eine weite Verbreitung über diese Provinz gehabt haben muss, geht aus den dortigen Verhältnissen, wie oben mehrfach erwähnt, deutlich hervor. Von besonderem Interesse ist

cea und *Salix* oder *Populus* angehörig erweisen, wurden nach brieflicher Mitteilung von Herrn Sukatscheff nicht in derselben Schicht wie die Glacialpflanzen gefunden.

dabei der Umstand, dass man die Verbesserung des Klimas an günstigen Lokalitäten so zu sagen schrittweise verfolgen kann. Ich erlaube mir in dieser Hinsicht folgenden Passus aus meinem Aufsatz von 1910 zu zitieren:

»Schon bei meinen ersten Untersuchungen in den 1870er Jahren konnte ich hervorheben, dass man in den Fällen, wo die Ablagerung mächtiger ist, eine untere durch *Salix polaris* und *Dryas octopetala* charakterisierte Abteilung von einer oberen unterscheiden könne, in welcher auch andere Arten hinzukommen. Die beiden erwähnten Arten sind, wie wir wissen, auch in dem Eisstauseeton bei Thorsjö gefunden worden, und man kann sagen, dass sie das am meisten ausgeprägte arktische Element der Flora und die zuerst eingewanderten Arten repräsentieren. Gunnar Andersson hat später dieselbe Beobachtung gemacht, ebenso Holst (Fundorte westlich von Fotevik), und ausserhalb Schonen habe ich bei Projensdorf in Holstein das nämliche konstatiert. Etwas höher hinauf kommen *Betula nana* und *Salix reticulata* hinzu, bisweilen auch *Salix herbacea*, während *Salix polaris* nach und nach seltener wird und verschwindet, *Dryas* dagegen nach wie zuvor vorhanden ist. Von anderen Landpflanzen seien *Oxyria digyna*, *Polygonum viviparum* etc. erwähnt.

Während die Arten in den untersten Schichten, die zunächst nach dem Abschmelzen des Eises herrschenden arktischsten Bedingungen charakterisieren, kann von den mittleren gesagt werden, dass sie immer weniger extreme Verhältnisse angeben, indem nun auch andere *Salices* hinzukommen, wie *S. myrsinites*, *S. myrtilloides* und *S. retusa* (die Bestimmungen nicht völlig definitiv). Die obersten spätglacialen Schichten werden durch eine Vegetation charakterisiert, die der Weidenregion entspricht, indem nun *Salix phylicifolia* und *S. Lapponum* vorherrschend werden. Es ist klar, dass es eine scharfe Grenze zwischen den verschiedenen Abteilungen nicht geben kann, indem sich eine Art an manchen Stellen etwas höher hinauf fortsetzen kann als an anderen; aber die vorstehend angeführte

Reihenfolge der verschiedenen Arten kann jedenfalls als festgestellt angesehen werden.

Von der Zone mit *Salix phylicifolia* kann man sagen, dass sie den Abschluss der spätglacialen Ablagerungsserie bezeichnet. Darüber kommt Mudde oder Torf mit den Arten der postglacialen Birkenregion, unter denen *Betula nana* bisweilen noch fortlebt. Der Grund des scheinbar plötzlichen Abbruches auch in petrographischer Hinsicht, indem der Ton durch Mudde oder Torf ersetzt wird, liegt zweifelsohne darin, dass der Boden um diese Zeit von einem so dichten Pflanzenteppich bedeckt worden ist, dass das Schmelzwasser der nun auch verringerten Schneemassen keine nennenswerte Schlammmassen mehr mitführen konnte. In den kleinen Seen und Teichen konnte daher die Mudde- und Torfbildung, auch durch das reichere Pflanzenleben des gemässigteren Klimas begünstigt, ungestört fortgehen, zumal die kleineren Becken nunmehr so seicht geworden waren, dass sie tatsächlich angefangen hatten zuzuwachsen.»

Dass das Klima Mitteldeutschlands zur gleichen Zeit als die Dryasflora in Schonen florierte ein etwas günstigeres gewesen sein muss, ist, wie oben schon angedeutet wurde, ohne weiteres klar. Man kann sich daher sehr wohl das damalige Vorkommen von Birken- oder Kiefernwälderren in Mitteldeutschland denken, und die Pollenkörner des letzteren Baumes die an einigen Lokalitäten in den Dryastonen Schonens gefunden wurden, deuten ja das Gedeihen desselben an irgendeiner Stelle des europäischen Kontinents an. Man kann diese Verhältnisse auch auf solche Weise ausdrücken, dass die postglaciale Zeit in Mitteldeutschland schon zu einer Zeit begonnen hatte, als spätglaciale Verhältnisse in Südschweden noch vorherrschend waren.

Stockholm den 25. März 1914.

Literatur-Liste.

ANDERSSON, G. 1906. Die Entwickelungsgeschichte der skandinavischen Flora. Résult. scient. du Congrès intern. de Bot. Wien 1905. Jena.

ARESCHOUG, F. 1867. Bidrag till den skandinaviska vegetationens historia. Acta Univ. Lundensis 3 (1866). Lund.

BROCKMANN-JEROSCH, H. 1910. Die fossilen Pflanzenreste des glacialen Delta bei Kaltbrunn (bei Uznach, Kanton St. Gallen) und deren Bedeutung für die Auffassung des Wesens der Eiszeit. Jahrb. d. St. Gallisch. Naturw. Ges. für 1909. St. Gallen.

DARWIN, CH. 1860. Über die Entstehung der Arten. Übersetzt von H. G. Bronn. Stuttgart.

ENGLER, AD. 1879. Versuch einer Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt, insbesondere der Florengebiete seit der Tertiärperiode. 1. Die extratropischen Gebiete der nördlichen Hemisphäre. Leipzig.

— — 1899. Die Entwickelung der Pflanzengeographie in den letzten hundert Jahren und weitere Aufgaben derselben. In Humboldt-Centenar-Schrift der Ges. f. Erdkunde zu Berlin.

— — 1914. Pflanzengeographie. Kultur der Gegenwart. T. 3, Abt. 4: 4. Leipzig-Berlin.

FELIX, J. 1909. Über einige bemerkenswerte Funde im Diluvium der Gegend von Leipzig. Sitzber. Naturf. Ges. zu Leipzig. 36.

— — 1912. Das Mammut von Borna. Veröffentl. d. städt. Museums f. Völkerkunde zu Leipzig. Heft 4. Leipzig.

FORBES, EDW. 1846. On the Connexion between the Distribution of the Existing Fauna and Flora of the British Isles, and the Geological Changes, which have affected their area, especially during the epoch of the Northern Drift. Mem. Geol. Survey of Gr. Britain. Vol. 1. Deutsche Übersetzung in Jahrb. d. k. k. Geolog. Reichsanst. 9 (1858), S. 575 ff. Wien.

HARTZ, N. 1902. Bidrag til Danmarks senglaciale Flora og Fauna Danmarks geol. Unders. 2. Raekke, N:o 11.

HEER, O. 1864. Eröffnungsrede bei der 48. Jahresversammlung der Schweizer. Naturf. Ges. in Zürich den 22. Aug. 1864.

(Französisch in Arch. des scienc. phys. et nat., t. 21, Dec. 1864, Genève, und in Ann. d. sc. nat. Bot. 5 sér., t. 3. 1865. Paris.)

Heer, O. 1865. Die Urwelt der Schweiz. Zürich. 2:te Aufl. 1879.

— — 1873. Arnold Escher von der Linth, Lebensbild eines schweizerischen Naturforschers. Zürich.

— — 1884: 1. Übersicht der nivalen Flora der Schweiz. Jahrb. d. Schweiz. Alpenclubs. Bd 19. Bern.

— — 1884: 2. Über die nivale Flora der Schweiz. Denkschr. d. allgem. schweiz. Ges. f. d. ges. Naturw. 29. Zürich.

Hooker, J. D. 1861. Outlines of the distribution of arctic plants. Trans. Linn. Soc. London. 23: 2.

Kayser, E. 1911. Lehrbuch der geologischen Formationskunde (Geologie, Teil 2). 4. Aufl. Stuttgart.

Lepsius, R. 1910. Die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in den Alpen. Abh. d. grossh. Hessisch. Geol. Landesanstalt zu Darmstadt. 5: 1.

Nathorst, A. G. 1871. Om några arktiska växtlämningar i en sötvattenslera vid Alnarp i Skåne. Acta Univ. Lundensis. 7 (1870). Lund.

— — 1881. Über neue Funde von fossilen Glacialpflanzen. Englers Bot. Jahrbücher. I. Leipzig.

— — 1883. Polarforskningens bidrag till forntidens växtgeografi. In A. E. Nordenskiöld, Studier och forskningar föranledda af mina resor i Höga Norden. Stockholm. (Deutsche Auflage bei Brockhaus in Leipzig, 1885.)

— — 1891. Bemerkungen über Professor Dr. O. Drude's Aufsatz: »Betrachtungen über die hypothetischen vegetationslosen Einöden im temperierten Klima der nördlichen Hemisphäre zur Eiszeit. Englers Bot. Jahrbücher. 13. Leipzig.

— — 1891. Den arktiska florans forna utbredning i länderna öster och söder om Östersjön. Ymer. 11. Stockholm.

— — 1892. Über den gegenwärtigen Standpunkt unserer Kenntnis von dem Vorkommen fossiler Glacialpflanzen. Bihang till Vet.-Akad. Handl. Bd. 17, Afd. 3, Nr. 5. Stockholm.

— — 1894. Die Entdeckung einer fossilen Glacialflora in Sachsen, am äussersten Rande des nordischen Diluviums. Öfversikt af Vet.-Akad. Förh. 51. Stockholm.

— — 1895. Frågan om istidens växtlighet i mellersta Europa. Ymer. 15. Stockholm.

— — 1910. Spätglaciale Süsswasserablagerungen mit arktischen Pflanzenresten in Schonen. Geol. Fören. Förhandl. 32. Stockholm.

Penck, A. 1906. Die Entwicklung Europas seit der Tertiärzeit. Résult. scient. du congrès intern. de Bot. Wien 1905. Jena.

PENCK, A. 1912. Richard Lepsius über die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in den Alpen. Zeitschr. f. Gletscherkunde. 6. Berlin.
— — und BRÜCKNER, E. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901—1909.
SUKATSCHEFF, W. 1910. Über das Vorkommen fossiler Glacialpflanzen am Ufer des Flusses Irtysch des Gouv. Tobolsk in Sibirien. Bull. acad. imp. d. scienc. St.-Petersbourg. Russisch.
SZAFER, WL. 1911. Über eine alt-diluviale Flora in Krystynopol in Wolhynien. Kosmos. 36. Lwow. Polnisch.
— — 1912. Eine Dryas-Flora bei Krystynopol in Galizien. Bull. acad. d. scienc. de Cracovie. Classe d. sci. math. et nat. Sér. B.
WEBER, C. A. 1906. Die Geschichte der Pflanzenwelt des norddeutschen Tieflandes seit der Tertiärzeit. Résult. scient. du congrès intern. de Bot. Wien 1905. Jena.
— — 1911. Sind die pflanzenführenden diluvialen Schichten von Kaltbrunn bei Uznach als glacial zu bezeichnen? Englers Bot. Jahrb. 45. Leipzig.
— — 1914. Die Mammutflora von Borna. Abh. Nat. Ver. Bremen. 23: 1.
— — und MÜLLER, G. 1904. Über eine frühdiluviale und vorglaciale Flora bei Lüneburg. Abh. k. preuss. geol. Landesanst. N. F. 40. Berlin.
WESENBERG-LUND, C. 1909. Om Limnologiens Betydning for Kvartaergeologien, saerlig med Hensyn til postglaciale Tidsbestemmelser og Temperaturangivelser. Geolog. Fören. Förhandl. 31. Stockholm
— — 1912. Über einige eigentümliche Temperaturverhältnisse in der Litoralregion der baltischen Seen etc. Intern. Revue d. gesamt. Hydrobiologie. Leipzig.
ZMUDA, A. 1914. Fossile Flora des Krakauer Diluviums. Bull. acad. d. scienc. de Cracovie. Classe d. sci. math. et nat. Sér. B.

De gåtfulla glacierrefflorna på Beeren Eiland.

Af

A. G. NATHORST.

I sin uppsats »Über die Verbreitung von Nephelinsyenit-Geschieben und die Ausbreitung des nordeuropäischen Inlandseises im nördlichen Russland»[1] har W. RAMSAY ådagalagt, att den timan-uralska inlandsisen utöfvat ett synnerligen märkligt inflytande på rörelseriktningen af den med densamma sammanstötande fennoskandiska, ett inflytande som på ett mycket olika sätt under istidens olika faser gjort sig gällande. Det har i samband härmed blifvit uppenbart, att den förstnämnda ägt en betydlig mäktighet och utsträckning, ehuru dess gränser norr om den eurasiska kontinenten ännu icke äro fastställda. »Die Stauung im Osten», heter det, »giebt ferner eine Vorstellung von der Grösse und der Mächtigkeit des nordöstlichen Inlandseises. Der von ihm bedeckte Nord-Ural und das Petschora-Land bilden nur einen kleinen südlichsten Teil seines Gebietes. Dieses Inlandseis ist wohl wesentlich von Nowaja Semlja ausgegangen. Nach Osten hin hat es sich weit über den Westen von Nordsibirien und das Karische Meer ausgedehnt. Nach Westen hin hat es wohl nicht nur das fennoskandische Inlandseis, sondern auch vielleicht in Barents See die Eisströme von Franz-Josefs-Land und Spitzbergen beeinflusst.»[2]

---

[1] Fennia. 33. Helsingfors 1912—1913.

[2] »Vergl. GERARD DE GEER, Om östra Spetsbergens glaciation under istiden, G. F. F. 22. 1900. S. 427, sowie späteren Mitteilungen, nach denen die Eismassen sich nach NW hin im Storfjord bewegt haben.»

När jag läste denna uppsats samt såg de i texten meddelade kartskisserna fördes mina tankar genast till de gåtfulla glacierrefflor, som jag 1898 iakttagit på södra delen af Beeren Eiland, och som hittills icke fått någon tillfredsställande förklaring. Skulle de kanske kunna tänkas stå i samband med den timan-uralska inlandsisen?

Först några ord om hvad man hittills känner angående refflor och nedisning på Beeren Eiland. Den första reffelobservationen därstädes gjordes af mig redan 1870, då jag på ett konglomerat vid stranden af östra kusten norr om Mount Misery iakttog i ungefär ost-västlig riktning löpande refflor, hvilka jag då, ehuru med mycken tvekan, antog angifva en isrörelse från öster mot väster. »Lokalen — Reffeludden på kartan [udden S. om Kap Nordenskiöld] — återfanns 1898, och på flera andra ställen i närheten samt vid stranden norrut funnos likaledes refflor. På grund af sandstenens förvittring är det i allmänhet svårt att skilja mellan stöt- och läsidan, men några hällar visade med all önskvärd tydlighet, att rörelsen kommit från väster».[1] Observationer på olika ställen här angåfvo rörelsen från V 17° S, V, V 10° N, längre norrut på ostkusten, vid Engelska älfven söder om Kolbukten, från V 35° S och på nordkusten, vid östra stranden af Nordhamnen, från S 25°—29° O.

Af dessa iakttagelser framgick, att en lokal nedisning af Beeren Eiland varit förhanden samt »att isens rörelsecentrum icke befunnit sig på Mount Misery utan på låglandet nordväst därom» (l. c.). Dessa slutsatser bekräftades till fullo af J. G. ANDERSSONS iakttagelser 1899; han hade[2] nämligen äfven inne på ön funnit refflor, som i förening med de förut iakttagna tydligt ådagalade »den från låglandets södra del radierande isrörelsen». Fig. 1 är en kopia af den af AN-

---

[1] A. G. NATHORST, Några upplysningar till den nya kartan öfver Beeren Eiland. Ymer 19. 1899.

[2] J. G. ANDERSSON, Den svenska expeditionen till Beeren Eiland sommaren 1899. Ymer 20. 1900.

DERSSON i anförda uppsats meddelade skissen öfver refflornas riktning på olika ställen af ön.

Jag hade emellertid 1898 funnit refflor på ännu ett ställe utom de ofvan nämnda och omtalar detta i ofvan anförda uppsats sålunda: »Emellertid finnas omständigheter, som tala för, att äfven andra centra för isens rörelser funnits jämte låglandets, såvida det ej gäller två skilda nedisnin-



Fig. 1. Kartskiss visande reffelriktningen på Beeren Eiland (J. G. ANDERSSON 1900). Vid A »de gåtfulla refflorna.»

gar.[1] Tvärs öfver utlöparen af Alfreds fjäll sydost om Ellas sjö, på en höjd af cirka 160 *m* öfver hafvet, har nämligen isen — såsom af där befintliga utomordentligt vackra refflor framgår — rört sig mot väster, närmare bestämdt från O 10° S och O 15° S, hvilket för öfrigt äfven ådagalägges af de block af silurisk kalk, som finnas inne på det underkarboniska [läs medelkarboniska] området. Hur allt

[1] Spärradt här.

detta skall förklaras, kan för närvarande icke afgöras, men det är ytterligare en interessant fråga, som sommarens Beeren-Eiland-expedition har att lösa.»

Tyvärr erhölls dock under denna expedition intet nytt uppslag till frågans lösning, utan J. G. ANDERSSON framhåller ifrågavarande refflors förekomst såsom fortfarande »mycket gåtfull», ehuru han anser, att den »torde möjligen kunna förklaras såsom beroende på en af terränghinder förorsakad lokal aflänkning af isrörelsen», en möjlighet, som enligt mitt förmenande nog är ganska minimal.

Såsom ofvan anförts skildrar jag refflorna på afsedda ställe såsom utomordentligt vackra. De förekomma på en alldeles jämnslipad häll af silurisk kalksten, och de erinrade mig lifligt om de vackra refflorna på ortoceratitkalken vid Rise-



Fig. 2. Ytparti af den refflade hällen sydost om Ellas sjö. Nat. storl.

baek och andra ställen på Bornholm. Fig. 2 återgifver efter en fotografi en bit af den afslipade hällens yta i naturlig storlek. Hällen befinner sig på en i nord-sydlig riktning strykande kam, som sålunda af isen öfvertvärats, och höjden öfver hafvet — 160 *m* — är ju rätt afseväird.

Frågan om dessa gåtfulla refflor vidröres åter af mig i mitt sammanfattande arbete öfver Beeren Eilands, Spetsbergens och Kung Karls lands geologi.[1] Sedan jag omnämnt

[1] A. G. NATHORST, Beiträge zur Geologie der Bären-Insel, Spitzbergens und des König-Karl-Landes. Bull. Geol. Inst. Uppsala. Vol. 10. Uppsala 1910.

den lokala nedisningen med centrum på södra delen af låglandet, heter det vidare: »Auf dem Alfred-Berg SO. vom Ella-See wurden jedoch sehr schöne Schrammen 1898 beobachtet, deren Richtung mit der der übrigen nicht harmoniert, sondern eine Bewegung einer Eismasse von O 10° S. ankündigt. Keine fremden Geschiebe deuten darauf hin, dass ein Eisstrom von ausserhalb der Insel diese erreicht hat. Wenn jedoch ein solcher von einem Zentrum in der jetzigen Barents-See sich in einem frühen Abschnitt der Eiszeit gegen die Bären-Insel bewegt hat, so ist damit nicht gesagt, dass die von ihm mitgebrachten Geschiebe von den Gesteinen der Bären-Insel von uns würden getrennt werden können, da die Schichten der Insel sich wohl weit gegen O. ausgedehnt haben. Die Deutung der erwähnten Schrammen ist der Zukunft vorbehalten; es ist ja möglich, dass ein anderes Eiszentrum auf dem Antarctic-Berg seinerzeit vorhanden war.»

Sistnämnda möjlighet synes mig dock fortfarande mycket osannolik, och då detsamma äfven gäller om försöket att ställa ifrågavarande refflor i samband med en lokal afvikelse af en från öns norra del utgående isström, blir man så godt som nödsakad att antaga, att de äro vittnesbörd om en främmande isström, som under ett tidigare skede af istiden nått fram till ön och öfverskridit åtminstone södra delen af densamma. Denna isström måste i så fall varit ganska mäktig för att kunna öfvertvära de i nord-sydlig riktning löpande bergkammarne samt på anförda höjd (160 *m*) åstadkomma en så fullständig afslipning.

Att denna antagna isström måste hafva kommit från öster, med någon afvikelse mot söder, ådagalägges ju af refflornas riktning, och det var väl med anledning häraf, som jag i min uppsats 1910 framkastade, att en eventuell sådan torde haft sitt centrum någonstädes i Barents haf, hvars grunda botten väl under den tiden torde hafva varit höjd öfver hafvets nivå. Men jag hade visserligen ingen tanke på, att den skulle kunna stå i samband med den enligt Ramsay från Nowaja Semlja

utgående timan-uralska inlandsisen, hvarom man ju då hade en högst obetydlig kännedom. Efter RAMSAYS, nu gifna framställning förefaller mig emellertid detta alternativ såsom ganska sannolikt, och de hittills gåtfulla refflorna på Beeren Eiland, sydost om Ellas sjö, skulle följaktligen enligt denna tolkning kunna anses såsom vittnesbörd därom, att den timan-uralska isströmmen sträckt sig ända hit. Det må i detta samband erinras om A. E. NORDENSKIÖLDS uttalande 1875:[1] »Sannolikt har under glacialperioden Spetsbergens vestkust bildat vestkusten ej allenast af en större ö, utan af en betydande arktisk kontinent, som söderut stod i sammanhang med Skandinavien och österut med Sibiriens fasta land.»

Af DE GEER'S ofvan citerade uppsats om östra Spetsbergens glaciation under istiden framgår, att den landis, som han antager från Nordostlandet och Hinlopen hafva fyllt Storfjorden samt öfversvämmat Barents land och Stans Foreland, ända ute vid Storfjordens mynning haft en mäktighet af minst 600, troligen öfver 700 *m*. Han framhåller i samband härmed att frågan, huruvida östra Spetsbergens glaciation nått ända till Beeren Eiland, icke f. n. kan afgöras. I alla händelser är det tydligt, att en isström från östra Spetsbergen icke kan hafva förorsakat de gåtfulla refflorna sydost om Ellas sjö.

Om dessa i stället härröra från den timan-uralska inlandsisen, finge man väl tänka sig, att förhållandena äfven på Beeren-Eiland gestaltat sig sålunda, att början af nedisningen så till vida varit slutet lik, att ön först varit utsatt för en lokal glaciation; att den lokala landisen eller iskalotten sedermera, då den stora inlandsisen nådde ön, uppdämdes och sammanflöt med denna, samt att, sedan inlandsisen dragit sig tillbaka, den lokala landisen åter fick fritt spelrum, ehuru den synes varit inskränkt till öns norra del, där den naturligtvis, åtminstone till största delen, utplånat de märken

[1] A. E. NORDENSKIÖLD, Utkast till Isfjordens och Belsounds geologi. G. F. F. 2, s. 243 ff.

från den östra inlandisens inverkan, som tilläfventyrs äfven där blifvit inristade.[1]

Att inga för ön främmande block veterligen anträffats på Beeren Eiland torde kunna förklaras på det sätt, som ofvan anförts, äfvensom för öns norra del, såsom DE GEER framhållit, därigenom att de åter bortförts genom den lokala glaciationen. Å andra sidan får man ju icke tillmäta negativa vittnesbörd en allt för stor betydelse; det är ju möjligt, att block af afsedt slag framdeles skola uppdagas på öns södra del.

RAMSAY framhåller såsom vi ofvan sett, att den timan-uralska inlandsisen möjligen i Barents haf utöfvat inflytande äfven på isströmmarna från Spetsbergen och Frans Josefs land. Jag vill med anledning häraf erinra om en egendomlig blockförekomst på Kung Karls land, närmare bestämdt på Kung Karls ö vid Andrées bay, som är belägen på öns sydsida nära ostspetsen. Där funnos nämligen[2] »vid stranden eller på relativt föga höjd öfver hafvet rundade block af fossilförande ljus, öfverkarbonisk kalk, lik den, som finnes i Lovéns berg m. fl. vid Hinlopen Strait. TSCHERNYSCHEW, för hvilken jag visat de hemförda profven, insamlade af J. G. ANDERSSON, har bland fossilen kunnat identifiera *Geinitzella columnaris*, *Athyris Roisii*, *Rhynchopora Nikitini*, *Spiriferina*, *Camero-*

---

[1] Om här uttalade förmodan är riktig, är det icke otänkbart, att de af mig 1870 på Reffeludden observerade refflorna verkligen härröra från den timan-uralska landisen. När jag återfann dem 1898, visade det sig hardt när omöjligt att afgöra, på hvilken sida stötsidan var belägen. Jag åtföljdes af GUNNAR ANDERSSON, och jag minnes ännu, att vi länge diskuterade frågan samt att denne till en början förfäktade min gamla uppfattning från 1870. Då vi emellertid något nordligare funno afslipade hällar med tydlig stötsida vänd mot ön, ansågo vi, att refflorna på Reffeludden äfven härrörde från med samma rörelseriktning framskridande is. Detta var ju helt naturligt, men omöjligt är dock icke, att ifrågavarande refflor på konglomerathällen, eller en del af dem, haft samma ursprung som refflorna sydost om Ellas sjö och att de här af en eller annan anledning undgått att utplånas af den lokala nedisningen. I stället för refflor från V 10° N skulle det i så fall vara refflor från O 10° S.

[2] A. G. NATHORST, Bidrag till Kung Karls lands geologi. G. F. F. 23, s. 341 1901.

phoria m. fl. Block af denna kalk iakttogs icke på något annat ställe.» Dessa block kunna möjligen stå i direkt eller indirekt förbindelse med den timan-uralska inlandsisen, ty det är föga sannolikt, att de kunnat komma till denna plats från Spetsbergen. Det anmärkningsvärda med deras förekomst är, att de på detta begränsade område voro relativt talrika, hvilket onekligen tyder på transport medelst glacieris, vare sig denna varit simmande eller framskridit öfver land.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS
I STOCKHOLM
FÖRHANDLINGAR.

BAND 36. Häftet 5. Maj 1914. N:o 299.

Mötet den 7 Maj 1914.

Närvarande 28 personer.

Ordföranden, hr MUNTHE, ägnade några minnesord åt Föreningens sedan föregående möte aflidne Korresponderande Ledamot, professor E. SUESS i Wien.

Till nya Ledamöter hade Styrelsen invalt studerandena AARNE LAITAKARI, THORD BRENNER och HEIKKI ALLAN WÄYRYNEN, Helsingfors, samtliga föreslagna af hrr Ramsay och Borgström.

Hr K. E. SAHLSTRÖM höll föredrag om *några iakttagelser rörande den norska strandflaten.* (Jfr uppsatsen i detta häfte af Förhandlingarna.)

Med anledning af föredraget yttrade sig hr G. DE GEER och *föredraganden.*

Hr G. DE GEER hade med stort intresse åhört föredraget, som man finge hoppas skola framlocka fortsatta undersökningar, hvilka nog kräfdes för en slutgiltig tolkning af den s. k. strandfladen. Denna vore ju i själfva verket bra olik alla hittills kända strandlinjer och detta ej blott genom sina alldeles unika dimensioner. Just den egenskap äfven föredr. skildrat, eller själfva ytans utpräglade, milsvida horisontalitet åt alla håll, räknadt från de förmodade holmarna, vore väl näppeligen förklarlig genom stranderosion, som ju dock måste förutsätta åtminstone *något* vattendjup. Nu går slättytan ända fram till ifrågavarande kullar, och dessa begränsas ingalunda af höga, såsom sådana bestämbara strandbrinkar utan präglas af milda, långsluttande former, sådana som kunna väntas af gamla rundvittrade monadnocks på en forntida denudationsyta. Härvid måste gifvetvis bortses från enstaka branter, som antagligen beteckna plockning utefter spricklinjer, samt likaså från alla verkningar af det senglaciala hafvet.

Föredraganden framhöll, att de betydande mått på strandflatens bredd, som t. ex J. H. L. VOGT uppger, helt visst behöfde afsevärdt

reduceras. Maximibredden på det å Dönna förekommande abrasionsplanet uppgår blott till ett par *km*. Att de utefter kilometerlånga sträckor tydligt urskiljbara och på samma höjd liggande haken skulle ha uppkommit genom af isen verkad plockning synes vara fullkomligt uteslutet, liksom också de flerstädes omedelbart invid haken förekommande räfflorna tydligtvis utesluta hvarje tanke på postglacial vågerosion.

Hr C. CARLZON höll föredrag om *Arpojaure, en postglacial sjö i Torne lappmark*. (En uppsats i ämnet kommer att inflyta i Bull. of the Geol. Inst. of Upsala.)

I anslutning till föredraget yttrade sig hrr SERNANDER, G. DE GEER och SANDEGREN.

Hr SERNANDER ansåg termen *svämtorf* mindre lämplig. Hvad som ej sällan i litteraturen och nu af föredraganden kallats svämtorf, är en *driftaflagring* och sålunda genetiskt vida skildt från de äkta torfslagen, hvilka äro *sedentära* bildningar, formade af in situ bevarade rester af vissa växtsamhällen.[1] Från Arpojaure hade emellertid föredraganden äfven beskrifvit en verklig torf och med rätta gifvit denna detta namn. Det var starrkärrtorfven i den subboreala lagerserien med ett *Caricetum amblystegiosum* till moderformation.

Hr G. DE GEER lyckönskade föredr. till den vackra detaljundersökningen af denna svårtillgängliga trakt, där visserligen de tidigare omtalade årshvarfven nu visats vara obefintliga, men där så mycket annat af intresse påträffats.

Sekreteraren anmälde för intagande i Förhandlingarna:

K. E. SAHLSTRÖM: Om den glaciala erosionen på strandflaten.

ASSAR HADDING: Titanit von Nordmarken. Eine morphologisch-optische Untersuchung.

AARNE LAITAKARI: Über ein Prehnitvorkommen in Helsingfors in Finnland.

Vid mötet utdelades N:r 298 af Föreningens Förhandlingar.

---

[1] R. SERNANDER: Om de växtförande aflagringarna på rullstensåsen vid Enköping. S. G. U. Ser. C. N:o 193. 1903.

J. HOLMBOE: Planterester i norske torvmyrer. Christiania Vid.-Selsk. Skr. I. Math. Naturv. Kl. N:o 2. 1903.

Titanit von Nordmarken.

Eine morphologisch-optische Untersuchung

von

ASSAR HADDING.

(Hierzu Taf. 4—5).

Der Titanit ist mehrmals Gegenstand sowohl morphologischer wie auch optischer Untersuchungen gewesen, und das Mineral ist deshalb wohl bekannt. Auch den Titanit von Nordmarken kennt man schon lange. Dass ich ihn dessen ungeachtet einer abermaligen Untersuchung zugrunde legte, kam hauptsächlich daher, dass mir das vorliegende Material ungemein gut und zu einem eingehenden Studium geeignet schien.[1] Die Unvollständigkeit und die Unsicherheit einiger der älteren Arbeiten über den Titanit liessen mich auch wünschen, dass diese Untersuchung einigermassen dazu beitragen möchte, unsere Kenntnis von dem betreffenden Mineral zu vervollständigen.

Eine chemische Analyse wäre natürlich sehr wertvoll gewesen, augenblicklich aber habe ich keine erhalten können.

Die vorliegenden Untersuchungen sind im geologisch-mineralogischen Institut der Universität Lund ausgeführt. Dem Direktor des Instituts, Herrn Professor Dr. J. C. MOBERG, bin ich grossen Dank schuldig für seine Freundlichkeit, mir die zu

[1] Das Material gehört dem Geologisch-mineralogischen Institut, Lund. Bei der Zusammenstellung einer Übungssamlung für Messungen mit Reflexionsgoniometer, fesselten die Kristalle meine Aufmerksamkeit.

den Untersuchungen erforderliche Apparate zu verschaffen. Auch meinem Lehrer, Herrn Professor Dr. E. A. Wülfing in Heidelberg, möchte ich hier meinen Dank aussprechen für das Interesse, das er immer für meine Studien gezeigt hat und für seine Liebenswürdigkeit, mir bei verschiedenen Gelegenheiten einen Arbeitsplatz in seinem Institut überlassen zu haben.

Morphologie.

Das vorliegende Material besteht aus verhältnismässig kleinen, selten über 8 *mm* grossen Kristallen. Sie waren an ein Chlorit-Amphibolgestein angewachsen und von Kalkspat umgeben. Da die Kristalle von Rissen durchzogen waren, zerfielen sie leicht bei dem Herauspräparieren aus dem Kalkspat. Um dies Zerfallen soweit als möglich zu vermeiden, wurde der Kalkspat mit verdünnter Salzsäure gelöst, wonach die blossgelegten Kristalle vom Gestein leicht abgelöst werden konnten.

Sämtliche beobachtete Kristalle sind Zwillinge nach (100). Auch im übrigen ist die Ausbildung ziemlich gleich, besonders was die Ausbildung der typischsten Flächen anlangt. Das Aussehen kann indessen wechseln und im folgenden werde ich die drei am häufigsten vorkommenden Typen beschreiben. Keiner von diesen erinnert in nennenswertem Grade an die von Flink [1] beschriebenen Titanitkristalle von demselben Ort. In der Form gleichen sie vielmehr den vom Zillertal und vom St. Gotthard stammenden Kristallen. [2] Bei der Beschreibung ist die Aufstellung nach Des Cloizeaux, als die unbedingt praktischste, benutzt worden. Um den Vergleich mit den Arbeiten zu erleichtern, worin Naumanns Aufstellung benutzt ist, mögen die Beziehungen angegeben wer-

---

[1] Flink, G.: Mineralogiska notiser I—II. Bihang t. K. Sv. Vet.-Akad. Handl., Bd 12., Avd. II, n:r 2 (1886) und Bd 13, Avd. II, n:r 7 (1888).

[2] Vgl. Hintze, C.: Handbuch der Mineralogie, Bd II 2, S. 1623 u. 1627, Fig. 557 u. Fig. 568.

den, die sich zwischen *h k l* (DES CLOIZEAUX) und *p q r* (NAUMANN) vorfinden:[1]

$$p = -l,\ q = 2\ k,\ r = 2\ h + l$$
$$2\ h = p + r,\ 2\ k = q,\ l = -p$$

Kristall 1.

Taf. 4, Fig. 3.

Kristall 1 ist etwa parallel dem einen Klinopinakoid (010) angewachsen, weshalb das andere (0$\bar{1}$0) und die angrenzenden Flächen fehlen. Die Länge ist 4 *mm*, die Dicke (Abstand zwischen den Orthopinakoiden) 3 *mm*. Da sämtliche am Kristalle vorkommende Flächen vollkommen eben und hinreichend gross sind, um im Reflexionsgoniometer gute Signale zu geben, sind die bei der Messung des Kristalls erhaltenen Werte die besten gewesen, die sich bei der Untersuchung des Materials ergeben haben.

Die Fläche *a* (100) dominiert, trotzdem sie nicht dieselbe Grösse wie bei den im folgenden beschriebenen Kristallen erreicht. Auch *b* (010) ist verhältnismässig gross und vollkommen eben. Sie zeigt gar keine Spur von der Zwillingsbildung, trotzdem sie von der Zwillingsebene halbiert wird und die beiden Zwillingsindividuen, wie die Messung ergeben hat, in Bezug auf sie verschieden orientiert sind.[2] Am Kristalle ist die Zone (110):(001) am flächenreichsten. Die Basis *c* (001) ist gut ausgebildet und gibt im Goniometer scharfe aber nicht völlig einheitliche Signale. *l* ($\bar{1}$12), *t* ($\bar{1}$11), *w* ($\bar{2}$21) und *m* ($\bar{1}$10) sind wenigstens an dem einen Zwillingsindividuum zu Messungen hinreichend gross. Sie geben im Goniometer deutliche, einheitliche Signale. Eine Ausnahme macht *l* ($\bar{1}$12), die ziemlich matt ist und nur einen schwachen Reflex gibt. Die Pyramidenfläche *n* ist nur am unteren Teil des Kristalls ausgebildet, also nur als ($\bar{1}1\bar{1}$) und ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$). Diese

---

[1] HINTZE, C.: Ibid. S. 1610.

[2] Diese verschiedene Orientierung ist auch an den übrigen Kristallen beobachtet worden, bei denen (010) ausgebildet ist.

Fläche ist nächst *a* die grösste des Kristalls. Bei dem einen Individuum gibt sie einen scharfen und vollkommen einheitlichen Reflex, bei dem andern dagegen mehrere Signale, die jedoch einander ganz nahe liegen. *u* (131) und *h* ($\bar{1}$31) geben gute Reflexe, trotzdem sie von geringer Grösse sind. Jene ist nur am unteren Teil des Kristalls ausgebildet, diese ist bisher an Titanitkristallen nicht beobachtet worden. Neu ist auch *g* (031), die an diesem Kristall an der übrigens wenig ausgebildeten Seite, mit der der Kristall angewachsen ist, als eine winzige, rauhe aber ziemlich ebene Fläche auftritt. *z* (112) ist schmal und gibt einen weniger guten Reflex. Wie aus Fig. 3., Taf. 4 hervorgeht, ist sie nur an dem einen Individuum ausgebildet, wodurch eine Schiefheit entsteht, die man an fast allen vorliegenden Kristallen dieses Typus bemerken kann.

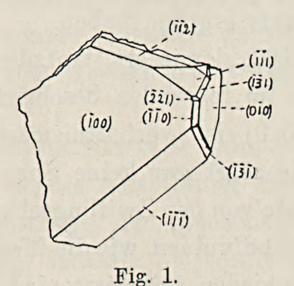


Fig. 1.

Die an Kristall 1 beobachteten Flächen finden sich auf dieselbe Weise ausgebildet bei mehreren von den vorliegenden Kristallbruchstücken, wovon eins in Textfigur 1 abgebildet ist. Kristall 1 kann somit als Typus einer ganzen Gruppe betrachtet werden und zeichnet sich durch eine fast gleich grosse Entwicklung in verschiedenen Richtungen und ein ziemlich grosses Klinopinakoid (010) aus. Fig. 2 der Tafel 4 zeigt eine schematische Zeichnung eines Kristalls von diesem Typus; im allgemeinen ist (100) jedoch etwas grösser und (001) etwas kleiner, als die Figur ausweist.

Kristall 2.

Taf. 4, Fig. 4.

Kristall 2, der kaum 2 *mm* lang ist, ist deutlich tafelförmig nach dem Orthopinakoid (100). Sämtliche auftretende Flächen sind stark glänzend, aber mehrere unter ihnen sind, wie man aus der Figur ersehen kann, sehr schmal und geben deshalb im Goniometer schlechte Reflexe. *m* (110) ist vertikal stark ausgezogen; *b* (010) ist auch sichtbar, ist aber zu schmal, um im Goniometer Signale zu zeigen und ist deshalb auch nicht in die Figur eingezeichnet worden.

Vom selben Typus sind auch ein paar andere der untersuchten Kristalle. Sie sind wie den eben beschriebenen klein und deutlich tafelförmig und haben vertikal ihre grösste Ausdehnung.

Kristall 3.

Taf. 4, Fig. 6.

Kristall 3 nimmt in Bezug auf die Form eine Zwischenstellung zwischen den beiden vorher beschriebenen ein. Tafelförmig wie Kristall 2, hat er jedoch grössere Dicke (Abstand zwischen den Orthopinakoiden). *m* (110) hat wie bei Kristall 1 geringe Ausdehnung in der Vertikalrichtung und der Kristall ist deshalb in dieser Richtung verhältnismässig kurz. Die Flächen sind eben, und geben, wenn sie nicht allzu klein sind, gute Signale. Eine Ausnahme bildet *l* ($\bar{1}12$), die relativ matt ist und einen nur schwachen Reflex liefert. Zwischen *c* (001) und *a* ($\bar{1}00$) kann eine damit tautozonale Fläche beobachtet werden. Sie ist so schmal, dass man davon im Goniometer kein Signal erhält. Die nach dem Reflex der Fläche gemachten Ablesungen zeigen jedoch, dass die Fläche zweifelsohne das Orthodoma *v* ($\bar{1}01$) ist. Die Fläche ist auf Grund ihrer geringen Grösse in die Figur nicht aufgenommen worden. Dasselbe gilt für *b* (010), die auch von unerheblicher Grösse ist.

Einige von den Kristallen zeigen wesentlich dieselbe Ausbildung wie der eben beschriebene. Einer von ihnen hat zwischen den *n*-Flächen $(\bar{1}1\bar{1})$ und $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$ eine ganze Reihe tautozonaler Flächen, paarweise durch einspringende Winkel von einander getrennt (s. Taf. 4, Fig. 5). Die Flächen sind etwas krumm und geben daher im Goniometer ganze Reihen von Signalen, die jedoch ergeben, dass hier die Fläche *e* $(\bar{2}1\bar{2})$ vorliegt.

Ausser den im vorhergehenden erwähnten Flächenformen ist an einem Kristall auch *k* (114) beobachtet worden. Diese Fläche ist stark spiegelnd aber so klein, dass sich das Signal kaum auffassen lässt. Wiederholte Messungen ergeben jedoch, dass diese Fläche (114) entsprechen muss.

Am vorliegenden Material sind also folgende Formen beobachtet worden:

$a = (100)$
$b = (010)$
$c = (001)$
$m = (110)$
$n = (111)$
$t = (\bar{1}11)$
$g = (031)$
$v = (\bar{1}01)$
$l = (\bar{1}12)$
$w = (\bar{2}21)$
$k = (114)$
$z = (112)$
$e = (212)$
$u = (131)$
$h = (\bar{1}31)$

Von diesen fünfzehn Flächen sind nur die sechs ersterwähnten bisher an dem Titanit von Nordmarken bekannt. Da ausserdem die von Flink beschriebenen Titanitkristalle eine ganz andere Ausbildung zeigen, als die hier behandel-

ten, ist es wahrscheinlich, dass sie nicht derselben Grube entstammen, obschon ihr Vorkommen gleichartig ist. Trotz der Unterschiede, die zwischen den von FLINK beschriebenen Kristallen aus der Fredriksbergsgrube und denen aus der Nordmarksgrube vorhanden sind, scheinen sie, mit den hier behandelten verglichen, einander doch ganz nahe zu stehen. Die Flächen *g* (031) und *h* ($\bar{1}31$) sind, wie oben erwähnt, an Titanit bisher nicht beobachtet worden.

Da im allgemeinen die Flächen an den untersuchten Kristallen nicht nur stark glänzend, sondern auch eben sind, sind verhältnismässig gute Winkelwerte erhalten worden. Messungen sind an etwa zehn Kristallen angestellt worden, und die in der Winkeltabelle angegebenen Fehlergrenzen sind deshalb im allgemeinen grösser als die bei Messungen der einzelnen Kristalle erhaltenen. Besonders gute Werte wurden für folgende drei Kantenwinkel erhalten:

$$a:m = (100):(110) = 33°\ 7' \pm 1'$$
$$a:c = (100):(001) = 60°18' \pm 1'$$
$$m:n = (110):(111) = 27°13' \pm 1'$$

Diese drei Winkelwerte liegen auch den gemachten Berechnungen zugrunde. Die berechneten Winkelwerte sind in der nachstehenden Tabelle angegeben. Für die kristallographischen Konstanten erhielt ich folgende Werte:

$$a:b:c = 0{\cdot}7510 : 1 : 0{\cdot}8516$$
$$\pm 0{\cdot}0006 \qquad \pm 0{\cdot}0015$$
$$\beta = 60°18' \pm 0°1'$$

Wie aus der Winkeltabelle auf folgender Seite hervorgeht, sind die Flächen [z. B. ($\bar{1}1\bar{1}$)] die den negativen Teil der *c*-Axe schneiden, nicht besonders angegeben worden, sondern die Parallelflächen [in diesem Fall (111)] an ihrer Stelle.[1] In mehreren Fällen sind nämlich diese Flächen auch an der oberen Hälfte des Kristalls beobachtet worden. Es ist demnach wahrscheinlich, dass sie bei einfachen Kristallen an dem

[1] So auch bei der stereographischen Projektion.

Winkeltabelle.

Zone.		Busz.	Autor.	
			Gemessen.	Berechnet.
Zone (100), (001), $(\bar{1}01)$	(100) : (001)	60°17′	*60°18′ ± 1′	—
	$(\bar{1}01)$: (001)	65°57′	66° 2′ ± 25′	66° 1·5′
Zone (110), (111), (112), (114), (001), $(\bar{1}\bar{1}2)$, $(\bar{1}\bar{1}1)$, $(\bar{2}\bar{2}1)$	(110) : (111)		*27°13′ ± 1′	—
	(110) : (001)	65°30′	65°25′ ± 3′	65°29′
	(111) : (001)	38°16′	38°13′ ± 3′	38°16′
	(112) : (001)	25°41′	25°12′ ± 15′	25°39′
	(114) : (001)	15° 7′	15°36′ ± 30′	15° 7·5′
	$(\bar{1}\bar{1}2)$: (001)	40°33′50″	40°43′ ± 14′	40°35′
	$(\bar{1}\bar{1}1)$: (001)	70°23′20″	70°28′ ± 8′	70°25·5′
	$(\bar{2}\bar{2}1)$: (001)	92°50′32″	92°53′ ± 3′	92°52′
	(031) : (001)		64°45′ ± 5′	65°44·5′
	(212) : (001)	33°57′		33°57·5′
Zone (131), (001), $(\bar{1}31)$	(131) : (001)	57°19′	57°15′	57°15′
	$(\bar{1}31)$: (001)		79°50′ ± 5′	79°46·5′
	(110) : (100)	33°15′	*33° 7′ ± 1′	—
Zone (100), (212), (112), $(\bar{1}12)$.	(212) : (100)	30° 7′		30° 4·5′
	(112) : (100)	41°39′11″		41°38·5′
	$(\bar{1}12)$: (100)	85°45′	85°26′ ± 11′	85°40·5′
	(114) : (100)	48°45′		48°44′
Zone (100), (111), $(\bar{1}11)$	(111) : (100)	35° 4′	35° 0′ ± 6′	35° 0′
	$(\bar{1}11)$: $(\bar{1}00)$	60°47′	60°47′ ± 5′	60°45·5′
Zone (100), (131), (031), $(\bar{1}31)$.	(131) : (100)	61°55′	55°25′ ± 5′	55°38′
	(031) : (100)			78°15·5′
	$(\bar{1}31)$: (100)		75° 0′ ± 1′	75° 0′
	$(\bar{2}21)$: $(\bar{1}00)$	44°12′		44° 3·5′
Zone (010), (131), (111), (212) .	(212) : $(2\bar{1}2)$	22°44′	23°58′ ± 55′	22°36′
	(111) : $(1\bar{1}1)$	43°48′	43°49′ ± 9′	43°40′
	(131) : (010)	39°39′30″	39°43′ ± 3′	39°46′
	(112) : $(1\bar{1}2)$	30°17′	31° 0′ ± 6′	29°59′
	(114) : $(1\bar{1}4)$	18° 4′		18° 2′
	$(\bar{1}12)$: $(\bar{1}\bar{1}2)$	46° 7′28″	46°10′ ± 9′	45°59·5′
	$(\bar{1}11)$: $(\bar{1}\bar{1}1)$	69° 9′ 4″		68°55′
	$(\bar{1}31)$: (010)		25°43′ ± 4′	25°54·5′
	$(\bar{2}21)$: $(\bar{2}\bar{2}1)$	73°58′	74° 2′ ± 2′	73°41·5′

oberen und dem unteren Teil gleich entwickelt sind. (Siehe Taf. 4, Fig. 1.)

Spezifisches Gewicht.

Das spezifische Gewicht des Titanits wurde mittels der Suspensionsmethode mit Schwimmer bestimmt. Der letztere wurde jeder Bestimmung genau angepasst, so dass er das möglichst geringe Gewicht erhielt, wodurch die Fehlbestimmung auf ein Minimum reduziert wurde.[1] Das als Schwimmer verwendete Glas wurde zu einem Faden mit einem Durchmesser von etwa $^1/_3$—$^1/_2$ *mm* ausgezogen. Wenn man diesen Faden dann einer Bunsenflamme näherte, konnte man ihn leicht bei jedem Zentimeter umbiegen. Der so hergestellte Schwimmer ist von geringer Grösse, 1 *cm* lang, weshalb nur eine kleine Menge der schweren Lösung angewendet zu werden braucht. Er ist auch sehr elastisch und bietet manche Möglichkeit, das Mineral festzuklemmen. Ferner kann von einem solchen Schwimmer die eine oder die andere Windung leicht weggebrochen werden, sofern er sich als zu schwer erweisen sollte. Als Flüssigkeit wurde die Thouletsche Lösung angewendet. Um zu ermitteln, ob ein Unterschied im spezifischen Gewicht zwischen dem Kern und dem äusseren Teil des Kristalls vorhanden sei, wurden mehrere Bestimmungen vorgenommen, teils an einem ganzen Kristall (oder vielmehr an Bruchstücken, wo Kern und äusserer Teil im selben Verhältnis zu einander stehen wie bei dem ganzen Kristall), teils an Bruchstücken seiner inneren bezw. äusseren Partien. Bei den Bestimmungen stellte sich heraus, dass der äussere Teil des Kristalls die grösste Dichte aufwies, der innere die geringste. Indessen ergaben die an einigen ganzen Kristallen vorgenommenen Bestimmungen, dass ihr spezifisches Gewicht sehr verschieden sein kann. Wie aus der nachstehenden Ta-

[1] Vergl. ROSENBUSCH-WÜLFING: Mikroskopische Physiographie der petrogr. wichtigen Mineralien I, 1. S. 47.

belle hervorgeht, kann das spez. Gew. eines ganzen Kristalls (5 in der Tab.) bisweilen sogar grösser sein als das der Randpartie (3 in der Tab.) eines andern, in anderen Fällen (7 in der Tab.) geringer als das des Kerns (4 in der Tab.).

	Abs. Gew.	Spez. Gew.	
1. Kristallbruchstück . . .	0·1420 g.	3·462	Äusserer und innerer Teil im selben Verhältnis wie bei einem ganzen Kristall.
2. Kristallbruchstück vom selben Kristall wie 1	0·0190 g.	3·467	= 1.
3. Kristallbruchstück vom selben Kristall wie 1	0·0310 g.	3·509	Äusserer Teil.
4. Kristallbruchstück vom selben Kristall wie 1	0·0175 g.	3·460	Innerer Teil.
5. Ganzer Kristall	0·0435 g.	3·537	
6. » »	0·0399 g.	3·499	
7. » »	0·0195 g.	3·431	

Der Fehler in der Bestimmung des sp. Gew. beträgt höchstens ± 0·010.

Optische Eigenschaften.

Die untersuchten Titanitkristalle sind von schwach strohgelber Farbe oder fast farblos und im allgemeinen vollkommen durchsichtig. Sie eignen sich somit ausgezeichnet zu optischen Untersuchungen. Das Material, das den im folgenden dargestellten Resultaten zu Grunde liegt, wäre vorzüglich gewesen, wenn nicht zahlreiche Risse und eine häufige Zwillingsbildung seinen Wert um ein erhebliches verringert hätten. Bei der Anfertigung der verschiedenen optischen Präparate haben sich diese infolge der Risse in mehreren Fällen gänzlich zerbröckelt. In anderen Fällen hat man sie nicht so handhaben können, wie es wünschenswert gewesen wäre, weshalb man nicht immer eine völlig gute Orientierung erhalten hat. Die einfache Zwillingsbildung wirkt kaum störend ein, und konnte in den Fällen ganz unberücksichtigt bleiben, wo der Kristall parallel zu der Zwillingsebene (100)

durchschnitten werden konnte. Jeder Teil stellt nämlich dann beinahe einen einheitlichen Kristall dar. Die Untersuchungen ergaben aber, dass einige der hergestellten Präparate aus polysynthetischen Zwillingslamellen bestanden. Glücklicherweise fanden sich auch grössere und kleinere, von dergleichen Zwillingsbildung freie Partien, weshalb sämtliche Präparate, bis auf eins, verwendet werden konnten.

Hinsichtlich der optischen Orientierung ist zu erwähnen, dass auch bei diesem Titanit die Ebene der optischen Axen in der Symmetrieebene liegt ($\mathfrak{b} = b$), und dass der kleinste optische Wektor ($\mathfrak{c}$) um 47°20′ von der c-Axe nach vorne oben, also im stumpfen Winkel β liegend, abweicht. Einzelheiten siehe S. 340.

Brechungsexponent.

Zur Bestimmung der Brechungsexponenten wurden mit dem Wülfing'schen Schleifapparate drei Prismen mit der Prismenkante senkrecht zu (010) und also parallel der Axe der s. g. mittleren Elastizität ($\mathfrak{b}$) geschliffen. Die Bestimmungen wurden nach der Methode der Minimalablenkung ausgeführt, und der mittlere Brechungsexponent β somit aus sämtlichen Prismen erhalten. Die Prismen sind im übrigen folgendermassen orientiert:

Prisma 1. Der Prismenwinkel wird von $\mathfrak{c}$ halbiert; die Prismenkante liegt im äusseren Teil des Kristalls (s. Fig. 2). Der Orientierungsfehler beträgt parallel der Prismenkante 0°0′ und in der Symmetrieebene 0°7′, wenn $\mathfrak{c} : c$ 47°20′ ist.

Prisma 2. Das Prisma ist aus demselben Zwillingskristall wie Prisma 1 geschliffen worden. Der Prismenwinkel ist von $\mathfrak{a}$ halbiert. Die Kante des Prismas liegt im Kerne des Kristalls und beide Zwillingsindividuen sind im Prisma vertreten (s. Textfig. 2). Der Orientierungsfehler beträgt parallel der Prismenkante 0°0′ und in der Symmetrieebene 0°22′.

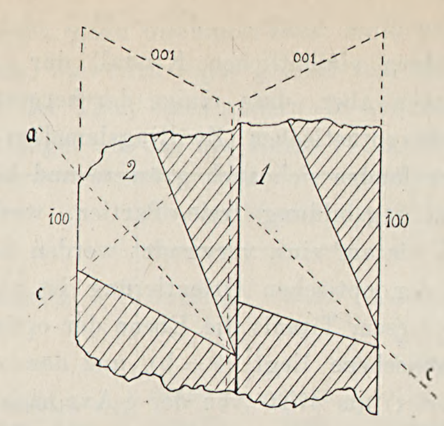


Fig. 2. Zwillingskristall parallel der Zwillingsebene durchsägt. Schraffiert: Abgeschliffene Partien. Nicht schraffiert: Prismen 1 u. 2.

Prisma 3. α halbiert den Prismenwinkel. Die Prismenkante liegt im äusseren Teil des Kristalls. Der Fehler in der Orientierung beträgt parallel der Prismenkante 0°5′ und in der Symmetrieebene 1°44′.

Die Messungen ergaben, dass das Brechungsvermögen in einer bestimmten Richtung nicht unerheblich schwankt, und zwar nicht nur bei verschiedenen Kristallen, sondern auch in verschiedenen Teilen ein und desselben Kristalls. Die Grösse der Schwankungen geht hervor aus den hier unten angegebenen Werten für den mittleren Brechungsexponenten β, die durch Messung in verschiedenen Teilen der Kristalle im *Na*-Licht erhalten worden sind.

		β_{Na}.
Äusserer Teil } ein und desselben Kristalls	Prisma 1	1·8886
Äusserer Teil } ein und desselben Kristalls	» 2	1·8893
Innerer Teil } ein und desselben Kristalls	» 2	1·8860
Äusserer Teil eines anderen Kristalls	» 3	1·8910

Bei den Bestimmungen der Brechungsexponenten wurde immer die doppelte Minimalablenkung gemessen und jede

Einstellung mindestens dreimal wiederholt. Die Genauigkeit der erhaltenen Werte ist ziemlich gross, indem die Schwankungen im allgemeinen für die lichtstärkeren Farben ± 0·0002, für die lichtschwächeren ± 0·0005 betragen. Zur Herstellung von monochromatischem Licht wurde ein Monochromator (FUESS' grosses Modell, einstellbar direkt nach Wellenlängen) in Verbindung mit einer elektrischen Bogenlampe verwendet.

Bei jeder Messung wurde das *D*-Licht des Monochromators durch eine vergleichende Messung im *Na*-Licht kontrolliert. Im allgemeinen haben die lichtschwächsten Teile des Spektrums nicht verwendet werden können. Die Messungen sind dagegen immer in Licht mit folgenden Wellenlängen vorgenommen worden:

718	$\mu\mu$	. . . . . *a*
687	»	. . . . . *B*
656	»	. . . . . *C*
589	»	. . . . . *D*
527	»	. . . . . *E*
486	»	. . . . . *F*
460	»	. . . . . (460)

Nachstehende Tabellen geben eine Übersicht über die Messungen und die aus diesen berechneten Werte für die Lichtbrechung.

Wie man aus der Tabelle ersieht, sind die Werte, die an den drei Präparaten für die Brechungsexponenten erhalten wurden, allerdings etwas verschieden, aber jedoch nicht mehr, als man nach den vorher erwähnten Bestimmungen im *Na*-Licht vermuten konnte. Eine Ausnahme bildet doch die in der Tabelle angegebene zweite Messung an Prisma 2. Die aus dieser Messung erhaltenen Werte für α sind erheblich niedriger als die, welche die übrigen Messungen ergaben. Zweifelsohne ist es die früher erwähnte polysynthetische Zwillingsbildung, die hier störend eingewirkt und die Werte verrückt hat.

Wenn ein Brechungsexponent (α oder γ) aus den beiden übrigen und V berechnet wurde, wurden als Werte für diesen letzteren die an dem Axenwinkelpräparat 1 erhaltenen verwendet (s. S. 337). Die Berechnungen wurden nach folgenden Formeln ausgeführt (s. ROSENBUSCH-WÜLFING: Mikr. Physiogr. I, 1, S. 97, 98):

$$\alpha = \gamma \,.\, \cos \varphi_1;\ \operatorname{tg} \varphi_1 = \frac{\operatorname{tg} \varphi}{\cos V};\ \cos \varphi = \frac{\beta}{\gamma};$$

$$\gamma = \beta \frac{\sin V}{\cos \varrho};\ \sin \varrho = \frac{\beta}{\alpha} \cos V.$$

	Doppelte Minimalablenkung.			
	Prisma 1.	Prisma 2.	Prisma 3.	Prisma 2.
α a	. . . .	. . . . . .	84°26′ ± 2′	68°51′ ± 2′
α B	. . . .	. . . . . .	84°45′ ± 3′	69° 0′ ± 2′
α C	. . . .	. . . . . .	85° 3′ ± 2′	69°10° ± 3′
α D	. . . .	. . . . . .	85°59′ ± 2′	69°34′ ± 2′
α E	. . . .	. . . . . .	87°21′ ± 3′	70°13′ ± 3′
α F	. . . .	. . . . . .	88°37′ ± 5′	70°44′ ± 2′
α (460)	. . . .	. . . . . .	89°33′ ± 9′	71° 7′ ± 3′
β a	97°54′ ± 4′	79°16′ ± 2′	85°33′ ± 2′	79°15′ ± 2′
β B	98°15′ ± 3°	79°30′ ± 2′	85°52′ ± 2′	79°27′ ± 4′
β C	98°40′ ± 2′	79°46′ ± 2′	86° 6° ± 1′	79°47′ ± 2′
β D	99°37′ ± 3′	80°31′ ± 2′	86°56′ ± 1′	80°28′ ± 2′
β E	101° 1′ ± 2′	81°33′ ± 2′	88°11′ ± 1′	81°36′ ± 1′
β F	102°20′ ± 2′	82°35′ ± 2′	89°18′ ± 2′	82°35′ ± 3′
β (460)	103°25′ ± 2′	83°28′ ± 6′	90° 8′ ± 4′	83°24′ ± 2′
γ a	113° 2′ ± 5′	90°37′ ± 2′		
γ B	113°47′ ± 2′	91° 5′ ± 2′		
γ C	114°29′ ± 3′	91°34′ ± 2′		
γ D	116°28′ ± 3′	93° 3′ ± 2′		
γ E	119°14′ ± 2′	95° 3′ ± 2′		
γ F	122° 3′ ± 3′	97°12′ ± 2′		
γ (460)	124°20′ ± 3′	98°54′ ± 3′		
Prismen-Winkel	46°26·5′	39°56′	42° 6′	39°56′

		Brechungsexponent.			
		Prisma 1.	Prisma 2.	Prisma 3.	Prisma 2.
β	*a*	1·8666 (Berechn. aus β, γ u. V)	1·8630	1·8683	1·7697
	B	1·8692	1·8670	1·8713	1·7712
	C	1·8722	1·8699	1·8743	1·7729
	D	1·8802	1·8778	1 8827	1·7770
	E	1·8930	1·8898	1 8946	1 7835
	F	1·9032	1·9010	1·9058	1·7888
	(460)	1·9124	1·9107	1·9141	1·7923
γ	*a*	1·8763	1·8732	1 8785	1·8737
	B	1·8787	1·8765	1·8815	1·8757
	C	1·8814	1·8791	1·8833	1·8789
	D	1·8886	1·8863	1·8910	1·8857
	E	1·8989	1·8967	1·9023	1·8967
	F	1·9087	1·9064	1·9117	1·9062
	(460)	1·9164	1·9148	1·9194	1·9142
α	*a*	1·9848	1·9835	1·9924 (Berechn. aus α, β u. V)	
	B	1·9899	1·9878	2·0001	
	C	1·9944	1·9922	(1·9927)	
	D	2·0080	2·0059	2·0086	
	E	2·0268	2·0245	2·0460	
	F	2·0453	2.0440	2·0593	
	(460)	2·0600	2·0603	2·1132	

Um die Kontinuität und die Übereinstimmung der gefundenen Werte zu erläutern, gebe ich in Figur 3 eine graphische Darstellung des mittleren Brechungsexponenten β (*1* = Prisma 1 u. s. w.).

Die Mittelwerte für die Brechungsexponenten sind in der folgenden Tabelle angegeben.[1]

[1] Bei der Berechnung von den Mittelwerten sind die aus β, γ und V (resp. α, β und V) berechneten Werten nicht mitgenommen.

24—*140222. G. F. F. 1914.*

	Brechungsexponent.		
	α.	β.	γ.
a	1·8656	1·8760	1·9841
B	1·8691	1·8789	1·9888
C	1·8721	1·8813	1·9933
D	1·8802	1·8886	2·0069
E	1·8922	1·8993	2·0256
F	1·9034	1·9089	2·0446
(460)	1·9124	1·9169	2·0601

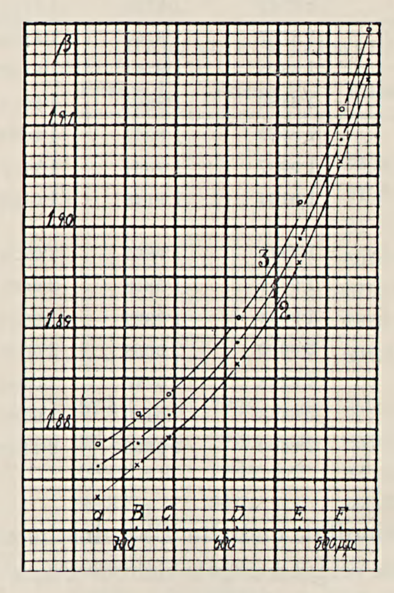


Fig. 3.

Doppelbrechung.

Als Mittelwerte für die Doppelbrechung des Titanits führt Rosenbusch an:

$$\gamma - \alpha = 0{\cdot}1451$$
$$\gamma - \beta = 0{\cdot}1035$$
$$\beta - \alpha = 0{\cdot}0056$$

Die am vorliegenden Material erhaltenen Werte stimmen mit diesen Mittelwerten ziemlich gut überein. Aus der Tabelle der Brechungsexponenten erhalten wir nämlich:

$$\gamma_D - \alpha_D = 0{\cdot}1270 \pm 0{\cdot}0011$$
$$\gamma_D - \beta_D = 0{\cdot}1186 \pm 0{\cdot}0010$$
$$\beta_D - \alpha_D = 0{\cdot}0084 \pm 0{\cdot}0001$$

Der von ROSENBUSCH[1] (nach BUSZ) angeführte Titanit vom St. Gotthard, mit dem der Titanit von Nordmarken in Bezug auf die Lichtbrechung am meisten übereinstimmt, hat für *Na*-Licht die Doppelbrechung

$$\gamma - \alpha = 0{\cdot}1219$$
$$\gamma - \beta = 0{\cdot}1153$$
$$\beta - \alpha = 0{\cdot}0066$$

Aus den vorher erwähnten Mittelwerten für die Brechungsexponenten ist die Doppelbrechung für die verschiedenen Farben berechnet worden:

	Doppelbrechung.		
	$\gamma - \alpha$.	$\gamma - \beta$.	$\beta - \alpha$.
a	0·1185	0·1081	0·0104
B	0·1197	0·1099	0·0098
C	0·1212	0·1120	0·0092
D	0·1267	0·1183	0·0084
E	0·1334	0·1263	0·0071
F	0·1412	0·1357	0·0055
(460)	0·1477	0·1432	0·0045

Wie aus der Tabelle hervorgeht sind die Variationen sehr regelmässig. Die Dispersion der Doppelbrechung ist ziemlich gross und nimmt für $\gamma - \alpha$ und $\gamma - \beta$ zu, für $\beta - \alpha$ ab.

[1] ROSENBUSCH, H.: Mikr. Physiogr. I, 2, S. 295, 296.

Axenwinkel.

Bei dem Titanit fällt die Ebene der optischen Axen mit der Symmetrieebene zusammen, somit 𝔟 = b. Die positive Bisektrix bildet nach DES CLOIZEAUX[1] mit der Vertikalaxe (*c*) einen Winkel von etwa 51°. Die von mir zur Bestimmung des Axenwinkels angefertigten Präparate sind drei planparallele Platten, die soweit als möglich so orientiert wurden, dass sie mit der positiven Bisektrix einen rechten Winkel einschlossen. Der Orientierungsfehler für jedes der drei Präparate beträgt für *Na*-Licht:

Präparat	1	2	3
𝔠 : N	0°40′	2°26′	1°15′
(010) : N	0°04′	0°10′	0°14′

Die Präparate *1* und *2* waren von Rissen ziemlich frei und zeigten keine polysynthetische Zwillingsbildung. Präparat *3* dagegen bestand fast ganz und gar aus Zwillingslamellen. Die an diesem Präparat durch Messungen erhaltenen Werte liessen auch so deutliche Unregelmässigkeiten erkennen, dass ihnen nicht dieselbe Wichtigkeit beigemessen werden kann, wie denjenigen, die an Präparat *1* und *2* gewonnen worden sind.

Die Messung des scheinbaren Axenwinkels, $2E$, wurde mittels des WÜLFING'schen Axenwinkelapparats ausgeführt, weshalb die Lage der positiven Bisektrix gleichzeitig bestimmt werden konnte (s. folgendes Kapitel). Der Apparat wurde mit dem vorher erwähnten Monochromator verbunden und die Einstellung jedesmal kontrolliert. Weil die Axenpräparate dünn (etwa 0·1 *mm*) und vollkommen durchsichtig waren, absorbierten sie nur wenig Licht, und Messungen konnten deshalb sowohl im *A*-Licht (762 $\mu\mu$) wie auch im *G*-Licht (431 $\mu\mu$) ausgeführt werden.

[1] Siehe ROSENBUSCH: Mikr. Physiogr. I, 2, S. 297 und HINTZE: Handbuch der Mineralogie, II, 2, S. 1612.

	2 E.		
	Präparat 1.	Präparat 2.	Präparat 3.
A	68°22′	69°23′	71°24′
a	66°51′	68°31′	70°32′
B	66° 0′	67°13′	69°14′
C	64°38′	65°42′	67°19′
D	61°47′	61°11′	62°21′
E	54°50′	53°53′	54°57′
F	44°55′	46°42′	49°37′
(460)	. . . .	39°20′	41°11′
G	28°46′	28°44′	30°57′

Aus den obigen Winkelwerten und β (aus Prisma 1)[1] wurde der wirkliche Axenwinkel, $2V$, berechnet, nach der Formel:

$$\sin V = \frac{1}{\beta} \sin E$$

	2 V.			
	Präparat 1.	Präparat 2.	Präparat 3.	Mittelwert.
A	34°53′	35°16′	36°17′	35°29′
a	34° 8′	34°50′	35°50′	34°56′
B	33°42′	34°10′	35°11′	34°21′
C	33° 1′	33°25′	34°15′	33°34′
D	31°32′	31°10′	31°48′	31°30′
E	28° 3′	27°30′	28° 7′	27°53′
F	23° 4′	23°52′	25°43′	24°13′
(460)	. . . .	20° 9′	21° 7′	20°38′
G	14°45′	14°40′	15°52′	15° 6′

Wie die letzte Tabelle ergibt, ist $\varrho > \nu$. Die Dispersion der Axen ist gross. Die drei Präparate liefern dafür folgende Werte:

Präparat	1	2	3	Mittelwert.
$2V_A - 2V_G$	20°8′	20°36′	20°25′	20°23′

[1] Zur Berechnung von V_A und V_G sind für β die graphisch ermittelten Werte 1·8740 und 1·9317 verwendet worden.

Fig. 2, Taf. 5, wo die Messung an Präparat 1 schematisch dargestellt ist, gibt ein gutes Bild von der Grösse der Axendispersion. Auch in die stereographische Projektion sind diese Dispersionswerte eingetragen.

Im vorhergehenden sind die Schwankungen des spezifischen Gewichts und der Lichtbrechung behandelt worden, die sich bei ein und demselben Kristall finden. Dass auch der Axenwinkel in den verschiedenen Teilen eines Kristalls variiert, ergaben deutlich die bei verschiedenen Gelegenheiten an-

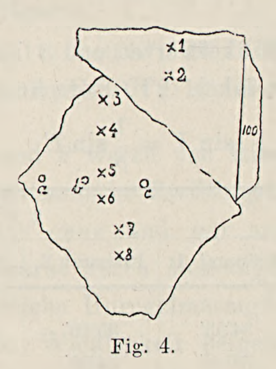


Fig. 4.

gestellten Versuchsmessungen. Um indessen einen genaueren Wert für diese Axenvariation zu ermitteln, wurden Messungen im *Na*-Licht vorgenommen, mit Einstellung auf die Punkte, die in obiger Zeichnung des Präparats (Fig. 4) markiert sind. Die Punkte 1—8 liegen parallel der *b*-Axe des Kristalls, die Punkte *a*—*c* liegen in der Symmetrieebene. Das Zentrum des Kristalls hat in der Nähe des Punktes *a* und die Fläche (010) nahe am Punkte 1 gelegen.[1] Wie aus nachstehender Tabelle hervorgeht, ist der Axenwinkel im Zentrum des Kristalls am kleinsten und in der Peripherie am grössten. Die Variation beträgt in diesem Fall:

[1] Das Präparat ist aus der einen Hälfte eines längs der Zwillingsebene durchsägten Kristalls geschliffen.

	Präparat 1.	
	$2\,E_{Na}$.	$2\,V_{Na}$.
1	61°53′	31°35′
2	61°40′	31°29′
3	61°24′	31°22′
4	61° 4′	31°12′
5	60°58′	31°10′
6	60°56′	31° 8′
7	61° 2′	31°11′
8	61° 4′	31°12′
a	60°39′	31° 0′
b	60°52′	31° 6′
c	61° 0′	31°10′

Dispersion der Bisektrix.

Gleichzeitig mit den Messungen des optischen Axenwinkels wurde auch die Dispersion der positiven Bisektrix bestimmt. Da der WÜLFING'sche Axenwinkelapparat eine bequeme und genaue Einstellung auf die Flächennormale (N in Fig. 2, Taf. 5) gestattet, war die Bestimmung einfach und zuverlässig. Aus den gemessenen Winkeln, E_A und E_B, zwischen der Normalen N und den scheinbaren Axen, wurden V_A und V_B berechnet.

Der Winkel $N:c$ (s. Fig. 2, Taf. 5) ist bekannt, und den Winkel $c:\mathfrak{c}$ erhält man nach folgenden Formeln:

$$\left.\begin{array}{c} c:\mathfrak{c} = c:N + V - V_A \\ \text{oder} \\ c:\mathfrak{c} = c:N + V_B - V \end{array}\right\} \text{wo } V = \frac{V_A + V_B}{2}$$

Wie aus nachstehender Tabelle hervorgeht, ist die Dispersion der Bisektrix recht erheblich. Infolge der grossen Axendispersion kann man indessen die geneigte Dispersion im weissen Licht kaum beobachten.

	c : c.			
	Präparat 1.	Präparat 2.	Präparat 3.	Mittelwert.
A	47° 5′	47°13′	47° 7′	47° 8′
a	47° 8′	47°15′	47° 9′	47°11′
B	47°14′	47°19′	47°14′	47°16′
C	47°15′	47°25′	47°13′	47°18′
D	47°19′	47°31′	47°23′	47°24′
E	47°32′	47°49′	47°37′	47°39′
F	47°55′	48° 1′	48° 7′	48° 9′
G	48°36′	48°35′	48°11′	48°27′

Bei den vorhererwähnten Messungen im *Na*-Licht mit Einstellung auf verschiedene Punkte des Präparats 1 wurde auch die Lage der Bisektrix in den Punkten 3—8 (s. Fig. 4) bestimmt.

	c : c.
3	47°16′
4	47°21′
5	47°22′
6	47°25′
7	47°23′
8	47°20′

Grössere Schwankungen in der Lage der Bisektrix sind also nicht vorhanden, aber die oben angeführten Zahlen ergeben deutlich, dass der Winkel c : c im Kerne des Kristalls sein Maximum erreicht. Somit ist nachgewiesen worden, dass bei dem Titanit von Nordmarken grössere Dichte mit geringerer Auslöschungsschiefe, grösserer Lichtbrechung und grösserem Axenwinkel verbunden ist.

Schlussbemerkungen.

In morphologischer Hinsicht hat die Untersuchung des Titanits von Nordmarken kein bemerkenswerteres Resultat er-

geben. Von grösserem Interesse dürfte dagegen die Bestimmung des sp. Gew. und der optischen Eigenschaften sein. Die betreffende Untersuchung ist auch auf einzelne Teile der Kristalle ausgedehnt worden und es hat sich dabei erwiesen, dass die Zusammensetzung ziemlich wechselnd ist. Am deutlichsten tritt das hervor, wenn man die Verhältnisse in Kern und Randpartieen mit einander vergleicht. Der Kern der Kristalle hat nähmlich ein geringeres sp. Gew., eine schwächere Lichtbrechung, einen kleineren Axenwinkel aber eine grössere Auslöschungsschiefe als die Randpartieen. Die Regelmässigkeit der Schwankungen deutet darauf, dass der Titanit von Nordmarken aus isomorphen Mischungen besteht.

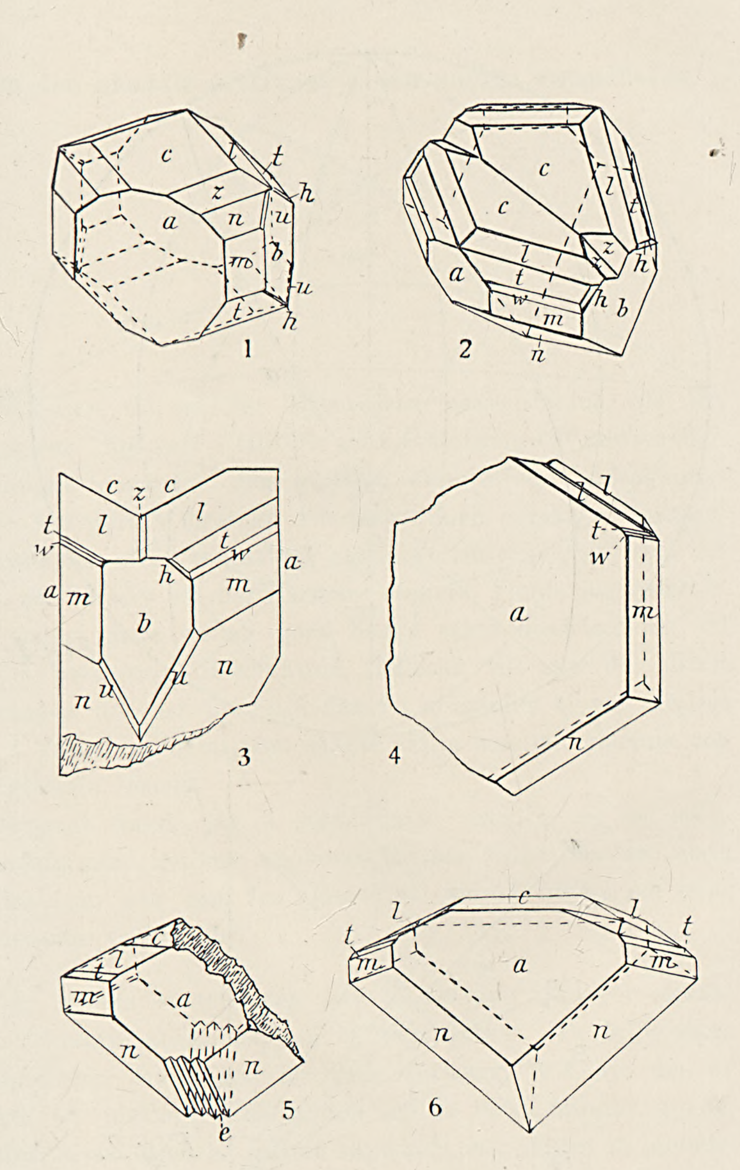
Lund, Mai 1914.

Erklärung der Tafel 4.

Fig. 1. Schematische Zeichnung eines Kristalls mit den am Titanit von Nordmarken vorkommenden Flächen (S. 327).
Fig. 2. Zwilling vom Typus des Kristalls 1 (S. 322).
Fig. 3. Kristall 1 (S. 321).
Fig. 4. Kristall 2 (S. 323).
Fig. 5. Kristall vom Typus des Kristalls 3 (S. 324).
Fig. 6. Kristall 3 (S. 323).

Erklärung der Tafel 5.

Fig. 1. Stereographische Projektion der am Titanit von Nordmarken beobachteten Kristallflächen. Die optischen Axen (A und B) und die positive Bisektrix (c) sind für sowohl rotes Licht (A_A, B_A, c_A) wie auch für blaues Licht (A_G, B_G, c_G) gezeichnet.
Fig. 2. Schematische Zeichnung der Lage der optischen Axen und der Bisektrix im Axenwinkelpräparat 1. I geschliffene Fläche. N Normale auf dieser Fläche (S. 338).


c
t
t
h
z
a
n
u
m
b
u
t
h
1
c
c
l
t
c
z
h
a
l
t
w
m
h
b
2
n
c z c
t
l
l
w
t
w
a
h
a
m
m
b
n
u
u
n
3
4
l
t
w
a
m
n
c
l
t
m
a
n
n
e
5
l
c
l
t
t
m
a
m
n
n
6

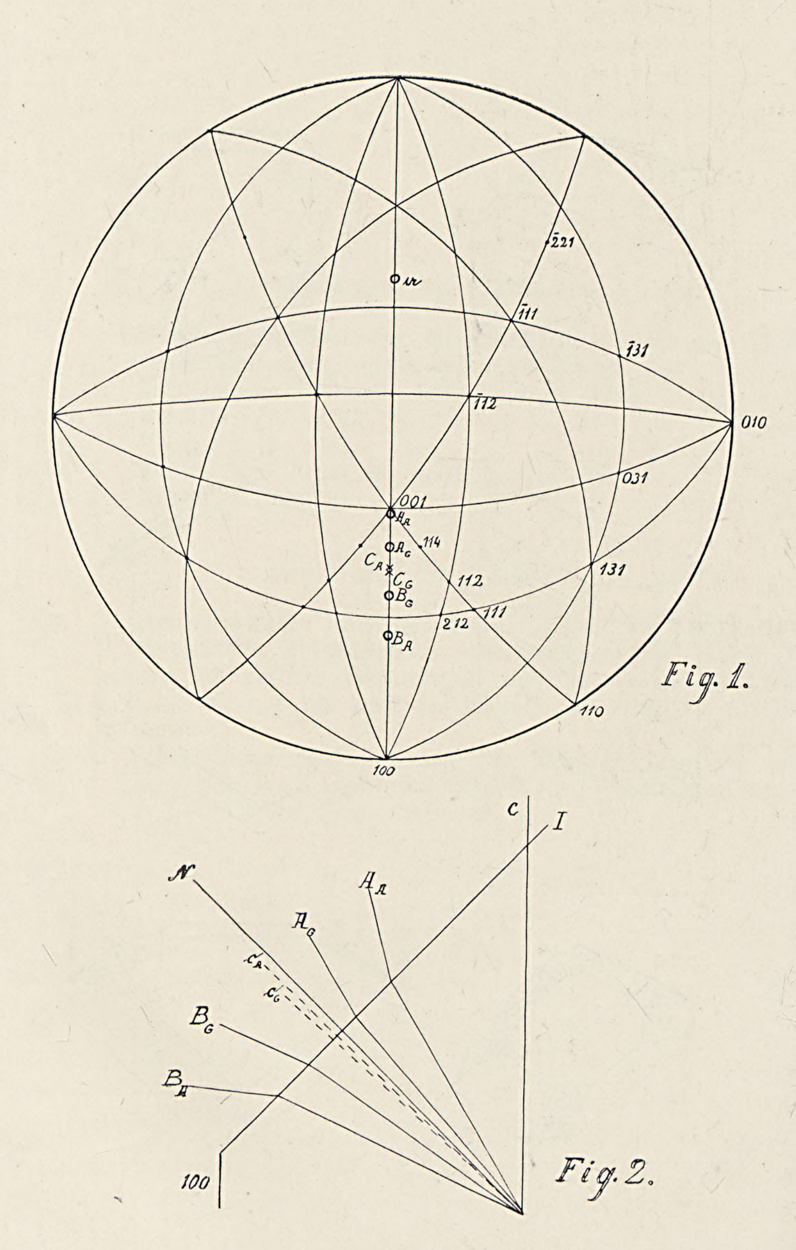


Fig. 1.

Fig. 2.

Om den glaciala erosionen å den norska strandflaten.

Af

K. E. Sahlström.

(Härtill Tafl. 6).

Tack vare ett erhållet Liljewalchs resestipendium blef jag sommaren 1913 satt i tillfälle att i anslutning till mina undersökningar angående den glaciala skulpturen i Stockholms yttre skärgård[1] företaga en resa utmed norska västkusten. Beträffande olika bergarters glaciala detaljtopografi, som det var min afsikt att där närmare studera, kunde jag emellertid endast mera sällan göra några säkra observationer, då genom postglacial destruktion räfflorna till stor del blifvit utplånade och det till följd däraf i allmänhet ej var möjligt att i fråga om detaljerna säkert skilja emellan glaciala och postglaciala former.

Däremot kunde jag å strandflaten urskilja en del berggrundsformer, hvilkas uppkomst tillhör tiden före den sista nedisningen och som äro ägnade att belysa frågan om isens eroderande verksamhet.

Den norska strandflaten har af flertalet geologer tolkats som en marin abrasionsplatå af ungt datum. De fullt säkra hållpunkter, man äger för dess datering, äro, att den är yngre än juralagren på Andön och de förkastningar, genom hvilka dessa lager ha blifvit skyddade, samt äldre än inlands-

[1] K. E. Sahlström, Glacial skulptur i Stockholms yttre skärgård. Ett bidrag till frågan om inlandsisens eroderande verksamhet. S. G. U. Ser. C. N:r 258.

isens recession. Reusch och J. H. L. Vogt förlägga dess uppkomst till tertiärtiden, under det att Nansen och Andr. M. Hansen förlägga den till interglacial tid, en åsikt till hvilken Th. Vogt och A. G. Högbom anslutit sig.[1]

G. De Geer och Sederholm ha beträffande strandflatens genesis förfäktat en helt annan åsikt, i det de tolkat den som ett genom dislokationer skyddadt peneplan.[2]

Otvifvelaktigt förekomma flerstädes å norska västkusten förkastningar, men det har ej kunnat påvisas, att dessa stå i något direkt sammanhang med strandflatens utbildning, ett förhållande, som i betraktande af den ofta väl blottade berggrunden och talrikheten af de enligt den De Geer-Sederholm'ska uppfattningen nödvändiga dislokationerna i och för sig måste vara ett tungt vägande skäl mot riktigheten af nämnda teori. Redan J. H. L. Vogt, som först lämnat en utförligare redogörelse för strandflatens uppträdande i Söndre Helgeland, anmärker också, att den ej kan förklaras genom antagandet af lokala dislokationer.

Nu senast har Högbom gent emot dislokationsteorien på-

---

[1] H. Reusch. Strandfladen ett nyt træk i Norges Geografi. Norges Geol. Unders. N:o 14. Christiania 1894.

J. H. L. Vogt. Söndre Helgeland. Norges Geol. Unders. N:o 29. Chra 1900.

— — Über die schräge Senkung und die spätere schräge Hebung des Landes im nördlichen Norwegen. Norsk Geol. Tidsskr. Bd I. Kra 1907.

Fridtjof Nansen. The Norwegian North Polar Expedition 1893—1896. Scientific Results. Vol. IV. Chra 1904.

Thorolf Vogt. Landskapsformerne i det ytterste av Lofoten. Det norske geogr. Selskaps Aarbog 1911—1912. Chra 1912.

Andr. M. Hansen. Om strandflaten. Arch. for Math. og Naturvid. Bd XVII. N:o 5. Chra 1894.

— — Menneskeslægtens Aelde. Kra 1898.

A. G. Högbom. Über die norwegische Küstenplattenform. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. Vol. XII. Uppsala 1913.

[2] Gerard de Geer. Kontinentale Niveauveränderungen im Norden Europas. XI Congrès Géol. Intern. 1910. Compte Rendu. Sthlm 1912.

J. J. Sederholm. Über Bruchlinien mit besonderer Beziehung auf die Geomorphologie von Fennoskandia. XI Congrès Géol. Intern. 1910. Compte Rendu. Sthlm 1912.

— — Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia. Fennia 34.

visat, att det flerstädes vid strandflatens gräns mot de uppstigande fjällen, där denna gräns är skarpt markerad, kan direkt konstateras, att förkastningar ej ägt rum, i det att lätt igenkännliga, flackt stupande bankar och lagerkomplexer kunna följas oafbrutet öfver denna gräns. Efter dessa observationer måste det anses definitivt fastställdt, att den norska strandflatens uppträdande ej är betingadt af dislokationer.

Utefter Helgelands kust är strandflaten väl utbildad. Dess allmänna utseende och karaktär har af Vogt utförligt skildrats i hans arbete Söndre Helgeland. Jag vill dock något närmare uppehålla mig vid dess uppträdande å ett par af de större öarna nämligen Dönna och Syd-Herö. Det förekommer nämligen där ytformer, som otvifvelaktigt måste tolkas som ganska väl bevarade, verkliga abrasionsytor, utbildade under en tid, som ligger före den sista nedisningen. Genom en rekonstruktion af dessa kunna vissa bestämda hållpunkter erhållas beträffande iserosionen.

Dönna är den största af Helgelands många öar. Dess längd i nord-sydlig riktning uppgår till 27 *km*. Den har en mycket oregelbunden form, och dess ytkonfiguration är väsentligen betingad af de rådande bergarternas strykningsriktning. Särskildt den västra kusten är starkt sönderskuren af djupt inträngande vikar och utskjutande halföar och uddar, hvilkas längdriktning i öfverensstämmelse med strykningsriktningen hos berggrunden är NO—SW.

Den södra delen af ön upptages mest af fjäll, bland hvilka det högsta, Dönmanden, når en höjd af 806 *m*. Norra Dönna däremot är lägre och ligger till större delen under 30 *m*. Den högsta toppen är här Dönnes fjäll, hvars höjd uppgår till 127 *m*. Utmed östra kusten äro flackt kulliga former rådande, men söder om Dönnes fjäll och Bruggeviken äga berggrundens ytformer en utpräglad horisontalitet; de här blottade plana bergytorna och de ur myrarna uppstickande hällarna nå en mycket konstant maximihöjd af c:a 10 *m* öfver

hafsytan. De plana sammanhängande bergytorna nå i riktningen vinkelrätt mot strykningen endast undantagsvis en

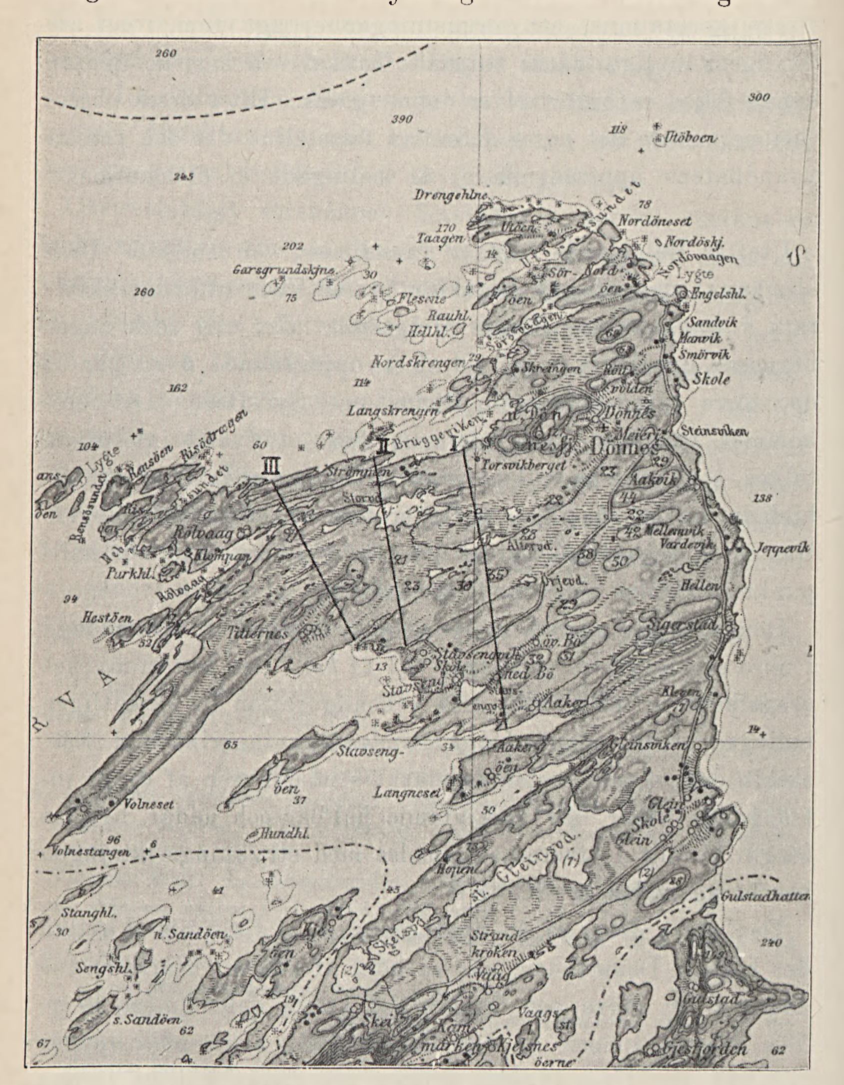


Fig. 1. Karta öfver norra Dönna. Skala 1 : 100 000. Efter top. kartbladet Dönna. — Med de å tafl. 6 återgifna profilernas läge (I—III).

bredd af ett par hundra *m*, men i strykningsriktningen kan man ofta följa dem ½ *km* och ännu längre, utan att de

absoluta höjddifferenserna uppgå till mera än en eller två *m*. Det af dessa jämnhöga berggrundsformer bildade planet är sönderskuret af tätt liggande dalar och fördjupningar, hvilka än tränga sig samman till en bredd af ett eller annat tiotal *m*, än vidga sig till flera hundra *m*. Dessa dalar äro upptagna af myrar, små sjöar och vikar. Orienteringen är, såsom framgår af den topografiska kartan (fig. 1), utprägladt nordost—sydvästlig. Detta gäller äfven om myrarna, ehuru

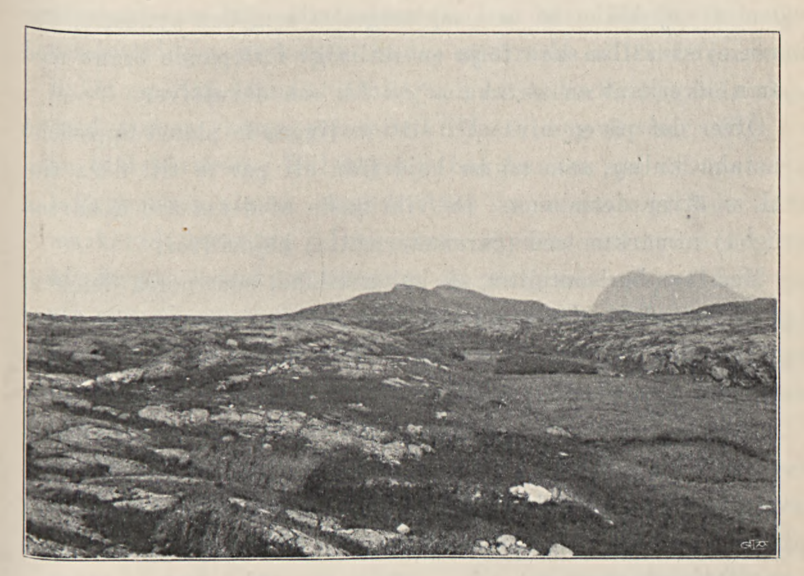


Fig. 2. Dal i abrasionsplanet vid Stavsengsvik å Dönna. I bakgrunden Dönnes fjäll och där framför en lägre monadnock. — Förf. foto.

det ej framgår tillräckligt tydligt å kartan, där myrbeteckningen är ganska schematisk.

Jag har åskådliggjort denna topografi medelst trenne profiler (tafl. 6, I—III), hvilka gå i en riktning, som är ungefär vinkelrät mot dalarnas längdriktning. Profilerna äro uppmätta med Elvings spegel i korta distanser, vanligen 6—10 *m*, och ritningarna utförda samtidigt med afvägningen.[1]

[1] Som nollpunkt har vid dessa liksom alla följande mätningar användts flodvattennivån. — Profilerna ha vid reproduktionen förminskats till hälften.

Öfver hela området emellan Dönnes fjäll, Stavsengsvik och Rölvaag (se fig. 1) råder samma utpräglade horisontalitet, som profilerna utvisa.

Hvad dalarna vidkommer, är det ett synnerligen karakteristiskt drag, att dalsidornas öfre kanter, i synnerhet de mot SO, ligga fullkomligt horisontella. Vidare är den sydöstra sidan oftast brant, under det att den motsatta är mer långsluttande och ofta försedd med väl utbildade rundhällar. Den är ej heller så sammanhängande som den sydöstra, där man ej så sällan kan följa en rätlinigt förlöpande brant med jämn öfverkant en sträcka af 1/2 *km* och därutöfver.

Öfver det på en nivå af 9—10 *m* liggande planet uppsticka enstaka kullar, som nå en höjd från ett par *m* till flera tiotal *m* öfver detsamma. De viktigaste af dessa äro å kartan (fig. 1) utmärkta med (barometermätta) höjdsiffror.

Med en horisontalitet så väl utbildad, som norra delen af profil I, tafl. 6, visar, sträcker sig planet fram mot det brant uppstigande Dönnes fjäll. Fig. 3 är en bild tagen från en plats omkring 1/2 *km* Ö om gården Torsviksberget. Själfva haket är visserligen täckt af strandgrus och där ofvanför af nedrasade block, men fram till ett afstånd af 50 *m* från fjällväggen kan man dock följa blottade, jämnhöga hällar. Å bilden ge dessa sig till känna som hvita fläckar i det mörka vegetationstäcket.

Äfven norr om Dönnes fjäll ligger berggrunden ganska jämn. Särskildt södra dalsidan af Sörövaagen har en mycket jämn öfverkant. Sådan utpräglad horisontalitet som söder om fjället finnes dock ej här.

Mot öster når planet fram mot den mellan Aakvik och Stavseng liggande raden af kullar. (De å dessa kullar utsatta höjdsiffrorna äro uppmätta med barometer.) Men gränsen är här tämligen oskarp. Profilen I är fortsatt ett par *km* in på denna kulliga, odeciderade terräng.

Mot söder fortsätter planet ned till Stavsengsviken och fram mot Titternes.

NO om Titternes ligga tvenne i nordost-sydvästlig riktning utsträckta bergkullar, som nå en höjd af respektive 63 och 75 *m*. Den sydöstra af dem, som å topografiska kartan är betecknad med tvenne slutna 30-meterskurvor, höjer sig mycket markeradt öfver det öster och norr om densamma väl utbildade planet. Äfven här är visserligen själfva haket till största delen täckt af strandgrus och närmast nedanför af myr, men med ledning af de uppstickande hällarna kan man dock bestämma dess läge åtminstone på 1 *m* när. Utefter hela sydöstsluttningen af kullen, under en sträcka af 1 *km*, framträder haket emellan denna sluttning och det nedanför liggande planet med samma skärpa som profil III (till höger) visar. Fig. 4 är en bild härifrån. Till höger i bakgrunden synes Dönnes fjäll i förgrunden planet, öfver hvilket den ofvan omtalade kullen markeradt reser sig. Den mörka randen, som synes vid foten af denna, betecknar närmast en postglacial strandlinje, men att det skarpa haket i själfva berggrunden just här ej uppkommit eller ens afsevärdt tillskärpts i postglacial tid, framgår däraf, att å kullens sluttning räfflor förekomma åtminstone ned till en nivå af c:a 10 *m*. ö. h.

SW om Storvand förlorar planet så småningom sin karaktär och i stället uppträda här långa smala i nordost-sydvästlig riktning gående bergryggar, skilda af sänkor, som upptagas af små sjöar och myrar. (Se mellersta delen af profil III.) Men längre norrut fortsätter det mot väster ända ned till Rölvaag. Särskildt mellan de här från ONO inskjutande långa smala vikarna är det mycket vackert framträdande, såsom fig. 7 visar. Det ligger dock här något högre än eljest.

Å själfva planet höja sig också, som förut nämnts, några isolerade kullar, och haket emellan deras sluttningar och planet är oftast skarpt markeradt. Så är t. ex. förhållandet vid den 21 *m* höga kulle söder om Storvand, öfver hvilken profil II framgår. Äfven den intill liggande 23 *m* höga kullen (se kartan, fig. 1) har nedtill ett lika tydligt hak.

Berggrunden inom det här afhandlade området utgöres af glimmerskiffer och gnejsartade bergarter samt i mindre utsträckning af kristallinisk kalksten. Här och hvar uppträda också bankar af en ljus gnejsgranit.[1] Dessa bankar bilda gärna små upphöjningar, och sannolikt beror det på en rikligare frekvens af dylika bankar, att planet höjer sig något ned mot Rölvaag.

Strykningen är nordost-sydvästlig.

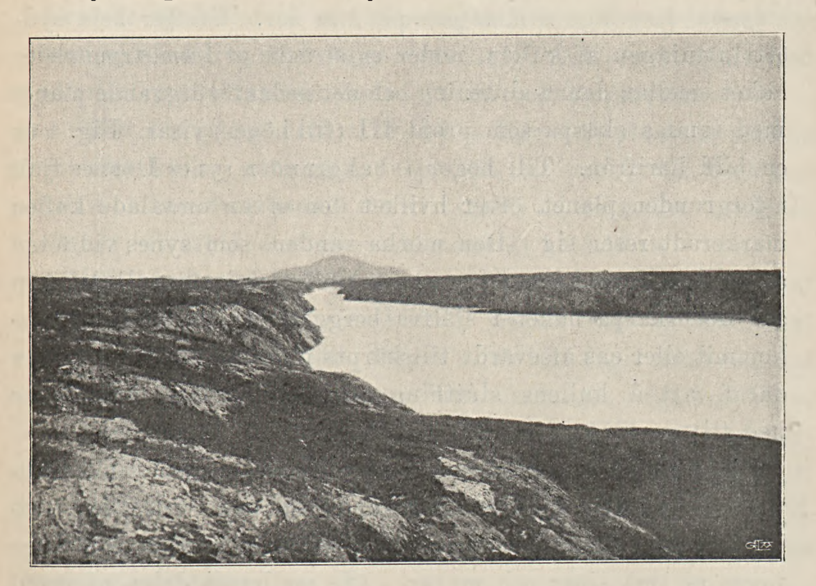


Fig. 7. Abrasionsplanet vid Rölvaag. Höjden är omkring 11 *m* ö. h. — Förf. foto.

Det är tre morfologiska element, som i det ofvan beskrifna landskapet kunna urskiljas: det af jämnhöga hällar och bergytor bildade planet, dalarna, som genomsätta detsamma, och kullarna, som höja sig däröfver. Af dessa äro dalarna — helt eller åtminstone delvis — yngst. De framgå nämligen, följande strykningsriktningen, rätlinigt och *skära midt i tu isoleradt liggande kullar*. Profil II är framdragen öfver tvenne sådana kullar, hvilkas nordvästra hälfter bortskurits.

[1] J. Rekstad. Beskrivelse till kartbladet Dönna. Norges Geol. Unders. N:o 37. Christiania 1904.

Den ena af dessa är den förut omtalade 21 *m* höga kullen S om Storvand. Den har en längd af omkring 300 *m* och en bredd af 40 *m*. Mot NV stupar den brant ned. På det ställe, där profilen är uppmätt, sänker den sig i afsatser, men å ömse sidor härom är branten fullkomligt lodrät. Och denna brant är just ena dalsidan af en i ostnordostlig riktning förbigående dal. Fig. 8 visar en schematiserad kartskiss af kullen och dess närmaste omgifning, fig. 5 dalen, sedd från toppen af kullen.



Fig. 8. Schematiserad kartskiss öfver den 21 *m* höga kullen S om Storvand å Dönna.

Den andra kullen ligger SV om Strömmen och når 12,5 *m* ö. h. Den höjer sig visserligen blott ett par *m* men dock mycket markeradt öfver planet (se fig. 9). Äfven den stupar mot NV nära lodrätt ned i en förbigående dal, vid hvars bildning tydligtvis den nordvästra delen af kullen blifvit bortskuren. Dalsidan har ett rätlinigt förlopp i riktningen N 60° O.

Själfva planet, hvars horisontalitet profilerna och bilderna närmare åskådliggöra, och öfver hvilket Dönnes fjäll i norr och Titterneskullarna i söder höja sig med ett hak nära nog lika skarpt som en postglacial strandlinje kan ju ej gärna förklaras som annat än en abrasionsyta med sina monadnocks. Men dessa former äro räfflade af inlandsisen och följaktligen uppkomna under en tid, som ligger före den sista nedisningen.

Den öfre gränsen för strandflaten förlägges ju till en betydligt högre nivå. VOGT förlägger den till omkring 40 *m*. Äfven om man antar, att den ligger något lägre i yttre skärgården, kan detta plan å Dönna ej motsvara den af VOGT m. fl. bestämda öfversta nivån. Beträffande dess förhållande till strandflaten i allmänhet kan jag därför ej yttra mig närmare än att det är en inom strandflateregionen liggande, något destruerad abrasionsyta. Någon nämnvärd allmän sänkning kan denna ej ha undergått, utan de plana hällarnas

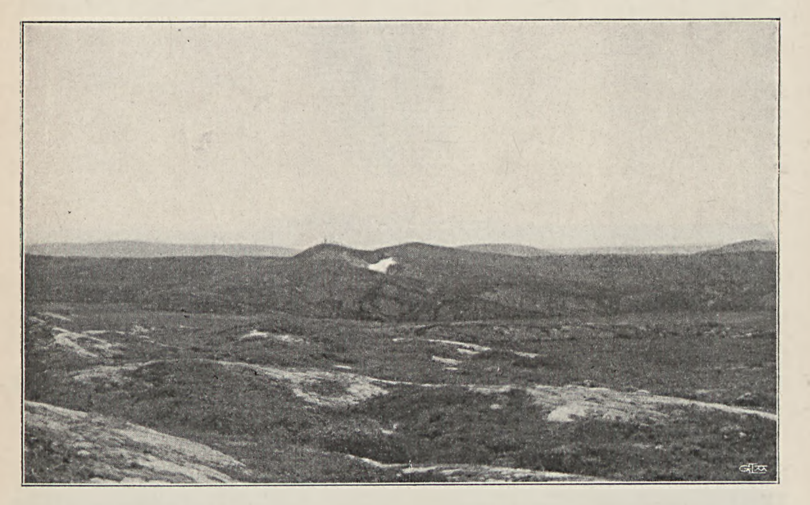


Fig. 9. Monadnock vid Strömmen å Dönna. — Förf. foto.

maximihöjd torde mycket nära motsvara den ursprungliga abrasionsytan. Detta framgår af den förvånansvärdt väl bibehållna horisontaliteten samt däraf, att haken emellan planet och de öfver detsamma uppskjutande kullarna ligga på samma höjd. Å en bergyta, sådan som den vid Torsviksberget (Tafl. 6, prof. I, till vänster) har säkerligen iserosionen varit praktiskt taget ingen.

Som ett maximimått på den allmänna sänkningen får anses den å föreg. sida omnämnda 12.5-meterskullens höjd öfver planet. Denna kulle höjer sig nämligen så markeradt öfver sin omgifning, att dess karaktär av monadnock knappast kan

vara tvifvelaktig. Maximum för den allmänna sänkningen blir således 2—3 *m*.

Resultatet af de i postglacial tid verkande geologiska agentiernas arbete har varit mycket ringa. Flerstädes å de branta dalsidorna finnas räfflor och annan glacial skulptur (rännformiga ursvarfningar o. d.). Såsom exempel härpå kan anföras, att den lodräta branten vid 21-meterskullen (se profil II) nedtill är räfflad. Samma är förhållandet vid den här ofvan omtalade 12.5-meterskullen (se samma profil). Äfven på nordvästra dalsidan af den å fig. 7 afbildade viken vid Rölvaag finnas räfflor.

Den destruktion, som träffat abrasionsplanet, är således glacial eller möjligen delvis uppkommen under en tid mellan abrasionen och den sista nedisningen. Som fullkomligt säkra glaciala erosionsformer få anses den olika utbildningen af dalarnas sidor samt kullarnas branta läsidor. Vidare kan hit föras — åtminstone delvis — dalbildningarna. Förhållandena vid den å sid. 351 omtalade bergkullen ådagalägga, att den här förbistrykande dalen till stor del är yngre än abrasionen. Ty denna kulle, som nu mot NO, SO och SW sakta sluttar, men mot NW stupar lodrät ned i dalen (se fig. 8), bör ju i analogi med andra små monadnocks å planet haft en åt alla håll tämligen likformig utbildning, och utgår man härifrån och söker rekonstruera dess utseende närmast efter abrasionen, finner man, att af dalen åtminstone den närmast intill kullen liggande hälften är bildad senare än abrasionen. Det geologiska agens, som utfört denna borterodering, kan näppeligen vara annat än inlandsisen.

Huruvida dalbildningen däremot helt och hållet får tillskrifvas iserosionen, därför saknas fullt bindande bevis. För ett säkert afgörande vore det nödvändigt, att känna bottenkonfigurationen af de å planet liggande sjöarna — om de äro klippbäcken eller ej. Af ett förbiseende kom jag ej att från denna synpunkt undersöka samtliga sjöar, men beträffande flertalet af dem kan jag dock påstå, att på grund af jord-

och myrbetäckningen det ej är möjligt att direkt med *fullkomlig* visshet afgöra detta.

I den omständigheten att dalarna, åtminstone delvis, kunna säkert dateras till tiden mellan abrasionsytans utbildning och isens afsmältning ligger ändock ett skäl, som mycket starkt talar för att de i allmänhet äro af glacialt ursprung. Och i alla händelser äro de de enda berggrundsformer, vid hvilkas uppkomst iserosionen kan hafva nämnvärdt medverkat. Hvad isen uträttat å de uppstickande kullarna är hufvudsakligen utbildandet af de branta läsidorna, men detta är endast ett led i sönderplockningen af själfva abrasionsytan. Att dalarnas riktning är bestämd af bergarternas strykning och ej af den allmänna riktningen af isrörelsen, bör i anslutning till hvad undersökningarna öfver den glaciala skulpturen i Stockholms skärgård gifvit vid handen ej anses utgöra något hinder för att tillskrifva dem glacialt ursprung.

Den rådande räffelriktningen å Dönna är från OSO. Följande observationer må anföras:

Nordöneset O 60 S.	Storvand O 20 S.
Sörövaagen O 25 S, O 30 S.	Rölvaag O 25 S.
Torsviksberget O 30 S.	Stavseng O 10 S.
Strömmen O 20 S, O 25 S.	Ned Bö O 30 S.

Emellertid finnas exempel på att de jämförelsevis obetydliga dalarna förorsakat betydliga afvikningar.

Sörövaagen, norr om Dönnes fjäll (se fig. 1), delar sig innerst i tvenne flikar. Den sydligare af dessa är med branta sidor markeradt nedskuren i den tämligen jämna eller svagt undulerande terrängen och fortsättes tvärs öfver ön af en dal, hvars af sandaflagringar upptagna botten ligger obetydligt öfver flodvattennivån. Dess bredd är på det smalaste stället 25 *m*. Vid inre delen af viken förekomma på den omkring 10 *m* höga norra dalsidan horisontella räfflor, gående i dalens längdriktning, som är O 25 N. Således här en aflänkning af omkring 50° från den allmänna räffelriktningen.

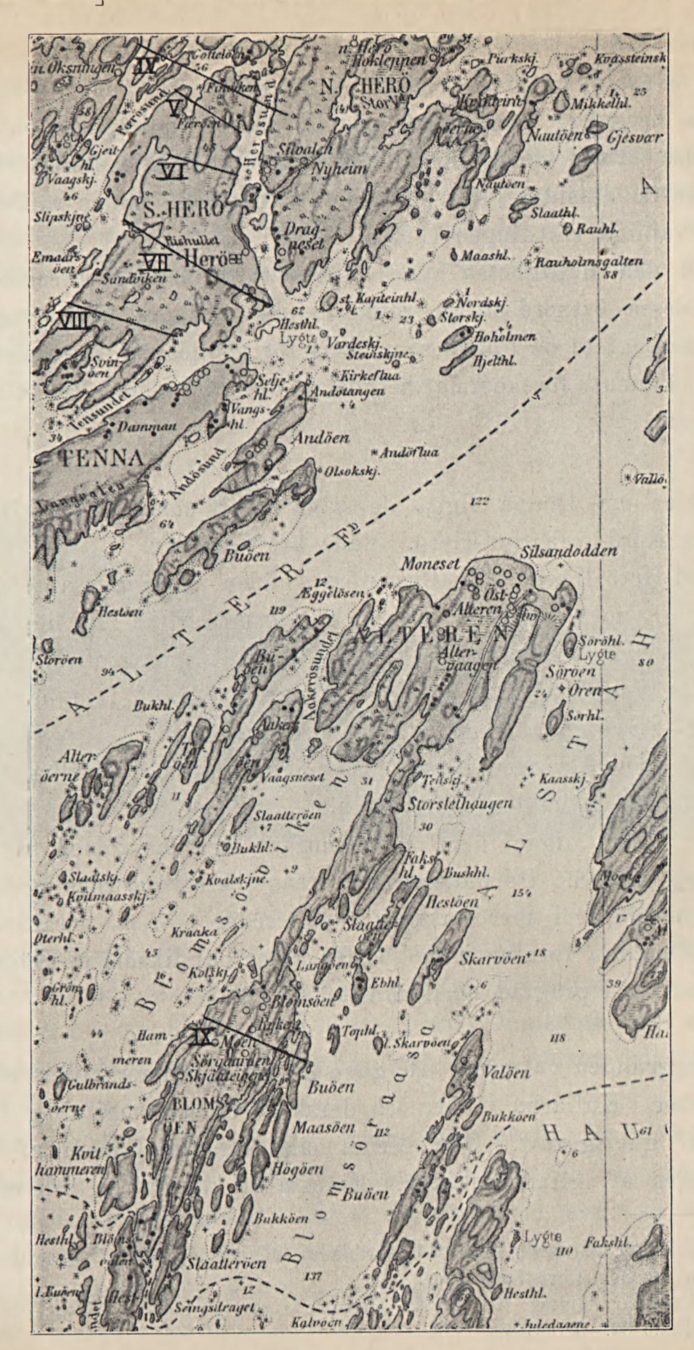


Fig. 10. Herö och Blomsöen. Skala 1 : 100 000. Efter top. kartbladet Mosjöen Med de å tafl. 6 återgifna profilerna IV—IX.

Den lilla sjön vid Strömmen fortsättes mot VSV af en dal, hvars sydostsida är lodrät (se fig. 9). Å denna 8—10 *m* höga bergvägg förekomma nedtill räfflor indicerande en isrörelse utmed densamma i riktningen O 30 N. Men på den motsatta dalsidan, ett par tiotal *m* därifrån, finnas räfflor i den vanliga riktningen O 25 S.

Då den möjligheten synes mig vara fullkomligt utesluten, att dessa ostnordostliga räfflor kunna tillhöra något yngre system, måste de tolkas som bevis för att det verkligen under isen kunnat förekomma betydligt divergerande rörelseriktningar.[1]

Söder om Dönna ligga de båda af ett smalt sund skilda öarna Nord- och Syd-Herö. Båda äro låga öar.

Syd-Herö ligger till allra största delen på en nivå af under 8 *m*. I norr höja sig några kullar, af hvilka den högsta, Långåsen, är 48 *m* hög (se fig. 10). Å den topografiska kartan är den betecknad med en 30-meterskurva. Den har en NNO—SSV-lig riktning och en längd af 1 *km*.

Söder om kyrkan finnas också några kullar, af hvilka den högsta når en höjd af 18 *m* ö. h.

För öfrigt ligger hela ön utomordentligt flackt med sakta lutning mot S. De blottade hällarnas och bergytornas medelmaximihöjd är i norr omkring 8 *m*, i söder 4—5 *m*. Frånsedt den allmänna lutningen mot söder råder här liksom på Dönna en ganska utpräglad horisontalitet.

Berggrunden utgöres af gnejsgranit, glimmerskiffer och kalksten. Kullarna i norr och deras närmaste omgifning bestå af gnejsgranit. Den öfriga lågt liggande delen af ön upptages af glimmerskiffer, som ofta är kalkhaltig, och mer

---

[1] J. Rekstad, Beskrivelse till kartbladet Dönna, sid. 16. Norges Geol. Unders. N:o 37. Christiania 1904.

J. Rekstad, Bidrag till Nordre Helgelands geologi, sid 50. Norges Geol. Unders. N:o 62. Kristiania 1912.

eller mindre ren kristallinisk kalksten, hvilken senare söderut blir dominerande. Strykningen är i stort sedt NNO—SSV.

Nedanför Långåsen och kullarna norr om denna utbreder sig ett af jämnhöga berghällar bestående plan, liggande på en höjd af c:a 8 *m* ö. h. Särskildt på västsidan är det väl utbildadt och sträcker sig här ända upp till nordspetsen af ön.



Fig. 15. Abrasionsplanets hak vid Långåsen. Syd-Herö. — Förf. foto.

Sedt ifrån sjön erbjuder det en slående likhet med en postglacial strandbildning (se fig. 11 och 12). Profilerna IV—VI å tafl. 6 äro uppmätta öfver detta plan. Kullarna höja sig markeradt däröfver, ehuru själfva haket till största delen är täckt af myr eller strandgrus.

Vid sydändan af Långåsen finnes dock utefter en sträcka af omkring 100 *m* en intill 50 *m* bred rand af blottadt berg, och haket emellan denna, utåt svagt sluttande bergrand och den brant uppstigande kullen är mycket skarpt (fig. 15). Dess höjd är omkring 8 *m* ö. h. Omedelbart intill haket finnas räfflor, hvilket tydligt ådagalägger, att någon tillskärpning

af motsättningen emellan planet och den öfver detsamma uppskjutande Långåsen ej försiggått i postglacial tid.

Äfven söderut från Långåsen är planet väl utbildadt och framträder synnerligen markeradt i de jämnhöga öfverkanterna af den sanduppfyllda dal, som från sydändan af Långåsen sträcker sig ned till en från V inskjutande vik, Rishullet (se kartan, fig. 10). Fig. 6 är en bild häraf från N. Planets höjd är 6—7 *m* ö. h. Gnejs och kalkstenar nå här fullkomligt samma höjd.



Fig. 16. Rishullet från söder med Långåsen och södra Dönnas fjäll i bakgrunden. — Förf. foto.

Rishullet står genom ett några *m* bredt sund i förbindelse med hafvet och är omgifvet af jämnhöga stränder, som nå en höjd af 6—7 *m*. Den västra sidan är afslipad och mer sluttande än den östra, som till största delen är tvärbrant. Fig. 13 visar utseendet af denna brant. Nederst å densamma förekomma räfflor. Profil VII å tafl. 6 åskådliggör horisontaliteten å mellersta Syd-Herö samt den kulliga odeciderade topografien å dess östra del.

Äfven den södra delen af ön, där berggrunden öfvervägande utgöres af kristallinisk kalksten, är ganska jämn. Topografien är dock här i smått vågig. Bankar af gnejsgranit bilda gärna små upphöjningar. Orienteringen är NO—SV. I denna riktning löpa låga ryggar, mellan hvilka sänkorna upptagas af vattensamlingar eller myrar, som dock äro mycket grunda, vanligen blott några *dm* djupa (se profil VIII å tafl. 6).

Äfven å den östra delen af Nord-Herö, särskildt norr om Silvalen, äger berggrunden en utpräglad horisontalitet. Profil IV å tafl. 6 är fortsatt några hundra *m* in på denna ö. Det plan, som där framträder är väl utbildadt under en sträcka af öfver 1 *km* utmed Herösundet. Det inre af ön upptages till stor del af myr och mot öster vidtager en mera ojämn, kullig terräng.

Det är anmärkningsvärdt, att den lilla i Herösundet liggande ön Tyvholmen med sin plana yta når samma höjd som planet vid sundets omgifning.

Äfven de små öarna norr om Syd-Herö ha samma maximinivå.

Öxningen däremot har en mera kullig topografi. Den å nordändan af Inre Öxningen liggande kullen, som å topografiska kartan är betecknad med en 30-meterskurva, går närmast norr om den vid sundet liggande gården brant ned i sjön, men längre norrut förekommer det nedtill en tydlig, intill 10 *m* bred afsats, som kan följas ett par hundra *m*.[1] Dess höjd motsvarar i det hela taget planets, ehuru profilen kom att träffa några lägre hällar.

Synnerligen väl utbildadt är å södra Gottleön ett plan på en höjd af 8 *m*, öfver hvilket den å kartan med en 30-meterskurva betecknade kullen höjer sig med ett hak lika tydligt som den 21 *m* höga kullen i profil II å Dönna.

Det plan, som finnes utbildadt å Syd-Herö och öar däromkring, är till sin karaktär fullt analogt med det som en abrasionsyta tolkade planet på Dönna. Det ligger visserligen ett par meter lägre, men denna omständighet torde ej utgöra något

[1] Huruvida räfflor förekomma å densamma, kan jag dock ej uppgifva.

hinder för en parallellisering. Delvis kan detta liksom den allmänna lutningen mot S bero på mindre motståndskraft hos berggrunden, som här i stor utsträckning består af kalksten.

Själfva haket, som planet bildar med Långåsens sluttning, är, som nämnt, räffladt och på flera andra ställen å Syd-Herö har jag iakttagit räfflor, hvilka visa, att berggrundsformerna i postglacial tid ej nämnvärdt ändrat sin karaktär.

Maximihöjden af de plant liggande granithällarna nedanför kullarna å norra delen af Syd-Herö torde mycket nära motsvara medelhöjden af det ursprungliga abrasionsplanet, d. v. s. omkring 8 *m*. Planets lutning mot S *kan* ha uppkommit genom iserosion. Men gifvetvis bör dock vid abrasionen denna kalkstensberggrund ha destruerats lättare än gnejsgraniten, som är dominerande i norr, och följaktligen kan lutningen också vara ett abrasionsdrag. Säkert är, att höjdskillnaden, som uppgår till omkring 4 *m*, betecknar ett maximivärde på den af iserosionen åvägabragta allmänna sänkningen af berggrunden å södra delen af ön.

Den ganska väl bibehållna horisontaliteten är ett godt bevis för att abrasionsytan i sin helhet ej afsevärdt sänkts. Men däremot har den helt visst varit betydligt mer sammanhängande. Denna sönderstyckning är, hvad iserosionen *kan* ha gjort och sannolikt också har gjort, ehuru verkliga bevis därför saknas. Antydningar finnas dock. Så t. ex. tyder ju den förut omnämnda, flata ön Tyvholmen i Herösundet på att här funnits en sammanhängande yta, och att själfva sundet är en yngre bildning än det omgifvande planet, uppkommet genom en ytterst olikformigt verkande erosion, som knappast kan vara annat än inlandsisens. Men å andra sidan är det svårt att draga upp gränsen emellan de iseroderade och de preglaciala fördjupningarna. Så finnes emellan de tämligen jämnhöga öarna norr om Syd-Herö ett djup af 56 *m* (se kartan, fig. 10), som af sjökortet att döma är ett bäcken, och de omkring detta tätt liggande öarna tala mycket starkt för att ett verkligt klippbäcken föreligger.

Nu förefaller det emellertid egendomligt, att isen här skulle ha eroderat upp en sådan håla samtidigt med att den ett par hundra meter därifrån låtit berggrunden ligga så godt som alldeles orörd. Visserligen visar det sig, att isen i hög grad olikformigt angriper berggrunden, men en så olikformig erosion, som här skulle ha rådt med en differens af 60 *m* inom ett område af endast några hundra meters utsträckning, är väl ändå knappast sannolik.

Djupa depressioner äro emellertid ej sällsynta på strandflaten, och ehuru deras karaktär af klippbäcken undandrar sig hvarje exakt undersökning, kan man nog ej komma ifrån, att de i många fall verkligen äro klippbäcken. Möjligen kan förklaringen vara följande. Iserosionen uppges vanligen vara proportionell mot isens mäktighet och rörelsens hastighet, ehuru säkerligen den förra proportionaliteten är osäker på grund af att isen vid större tryck blir plastisk. Men naturligtvis bör den också vara proportionell mot tiden, under hvilken den får verka. Nu har det å norska västkusten enligt det allmänna antagandet förekommit åtminstone tre nedisningar, och det kan ju tänkas, att erosionen under hvardera af dem koncentrerat sig på ungefär samma ställen. I anslutning till den framställda åsikten om strandflatens interglaciala ålder skulle då bäckenen kunna tänkas ha uppkommit genom en till dem koncentrerad erosion under flera istider.

Analyseringen af berggrundsformerna å Syd-Herö och dess omgifning ger alltså i hufvudsak samma resultat som å Dönna. Äfven här har funnits en före sista nedisningen utbildad abrasionsyta med öfver densamma uppskjutande monadnocks. Dessa bestå här af en motståndskraftig gnejsgranit, under det att å det abraderade planet kalksten ingår i större eller mindre utsträckning. Iserosionen har ej vållat någon större allmän sänkning af denna abrasionsyta, utan endast plockat sönder den. Sänkningen å granithällarna kan ej gärna ha uppgått till mer än ett par meter. Inom ramen af de former,

som uppstått genom dess sönderstyckning, får beloppet af iserosionen sökas.

Äfven på flera andra ställen i Helgeland kan man spåra denna lågt liggande abrasionsyta, ehuru jag ej haft tillfälle att däråt ägna någon närmare undersökning.

Så t. ex. på den norr om Dönna liggande ögruppen Solvær. När man från söder genom det mellan Nord-Solvær och Strömöen liggande sundet närmar sig Lamöen, erbjuder denna ö en slående likhet med en konstgjord vågbrytare. Dess yta

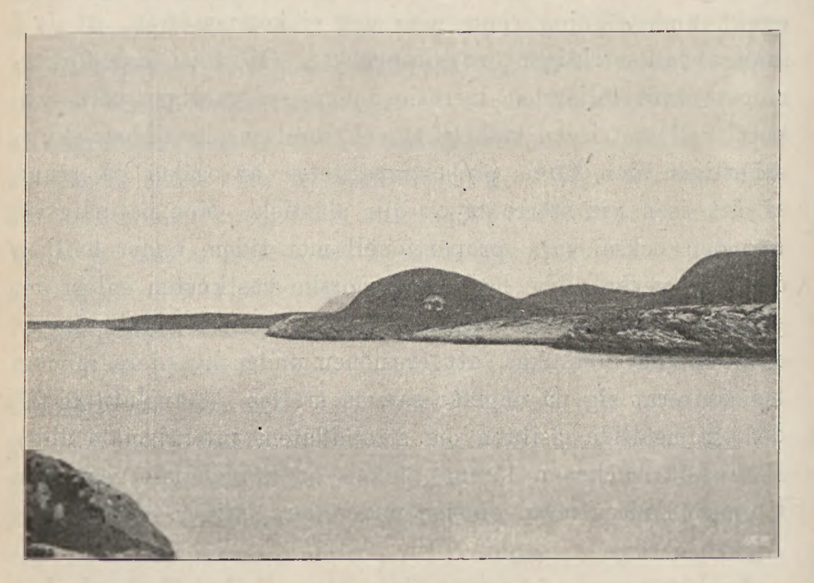


Fig. 17. Abrasionsplan med monadnocks å Nord-Solvær. — Förf. foto.

ser ut att ligga lika jämn som den i fig. 13 afbildade östra stranden af Rishullet å Syd-Herö. På ungefär samma höjd förekommer å Nord-Solvær en platå, öfver hvilken kullar — tydligtvis monadnocks — markeradt höja sig. Se fig. 17.

Den söder om Herö liggande ön Blomsöen är orienterad i NNO—SSV. Dess norra del, Alteren, som består hufvudsakligen af kalksten, har vagt böljande ytformer. Låga, långsluttande ryggar löpa här i strykningsriktningen (NNO—

SSV). Söderut, där glimmerskiffer blir förhärskande, är reliefen skarpare: kullarna högre och sidorna brantare. Norr om Moen äger dock berggrunden utmed västra stranden af ön en horisontalitet, visserligen ej så utpräglad som å de förut beskrifna platserna, men dock tillräckligt skarp för att kunna tydas som ett abrasionsplan. Å detta finnas räfflor (O 35 S och O 25 S). Äfven branten mot hafvet i väster är nedtill räfflad. Motsatsen emellan den jämna terrängen i väster och den kulliga i öster är väl framträdande (se profil IX å tafl. 6).

En kullig topografi, sådan som den sistnämnda, är karakteristisk för stora områden på strandflaten. Det är svårt att afgöra, i hvad mån denna topografi kan vara af glacialt ursprung. Följande hållpunkter för en tolkning gifvas dock. Någon hela strandflaten omfattande abrasionsyta på en höjd af omkring 40 *m* ö. h. har ej existerat. Af det föregående framgår vidare, att en del kullar, som markeradt resa sig öfver ett omgifvande eller intillstötande plan, böra tolkas såsom inter- eller preglaciala bildningar. När man finner ett plan (såsom t. ex. på Dönna) öfvergå i en kullig terräng, så har man skäl att anse kulligheten vara till sin anläggning inter- eller preglacial. Likaledes då ett plan med skarp begränsningslinje stöter intill en kullig terräng såsom t. ex. Öxningen och Blomsöen.

Den sannolikaste förklaringen till uppkomsten af Blomsöens genom profil IX åskådliggjorda topografi torde vara följande: utmed västsidan, den för hafserosionen mest exponerade sidan, har vid strandflatetransgressionen utbildats ett abrasionsplan, som sedermera endast föga destruerats af inlandsisen. Längre mot Ö har redan före den sista nedisningen ägt rum en destruktion, som till följd af den växlande berggrundens olika motståndskraft skapat i strykningsriktningen orienterade former. Den kulliga topografien här är således ej ett verk af iserosionen, utan till sin anläggning äldre, ehuru den naturligtvis blifvit något påverkad af isens erosionsarbete.

Den morfologiska analys, som jag sökt genomföra på några ställen af strandflaten, leder beträffande sättet för inlandsisens eroderande verksamhet till resultat, som väl öfverensstämma med dem som framgått af en undersökning af glaciala ytformer i Stockholms skärgård. Det väsentliga hos iserosionen uti föreliggande fall är ej en af isen själf eller det af densamma framförda moränmaterialet direkt förorsakad lösbrytning af uppstickande partier af berggrunden eller en utjämning i allmänhet, utan ett af höjdförhållandena i smått oberoende, olikformigt sönderplockande af berggrundsformerna, hvarigenom en skarpare relief uppstår. Iserosionen har således ej vållat någon större *allmän* sänkning af berggrunden.

Hvad det kvantitativa beloppet vidkommer, så är obestridligt, att iserosionen flerstädes på strandflaten varit ganska ringa, men just i det oregelbundna sätt, hvarpå den verkar, ligger en betydande svårighet att i bestämda mått ange dess belopp. Vill man nämligen uttrycka iserosionen inom ett visst område i så eller så många meter, måste man göra en beräkning af huru mycket isen eroderat bort samt fördela denna massa på hela området. I den diskussion, som fördes å XI internationella geologkongressen i Stockholm 1910[1], preciserade representanterna för de olika åsikterna om iserosionen sin uppfattning om dess belopp i Stockholmstrakten till respektive 4 och 20 *m*. Att döma af förhållandena på strandflaten kan knappast förstnämnda mått vara tillräckligt, förutsatt att härmed menas den ur berggrunden borteroderade massan fördelad på hela ytan. Å andra sidan synes mig 20 *m* vara ett för högt mått. Helt visst ligger flerstädes inom det mellansvenska urbergsområdet den nuvarande bergytan endast några få meter under den bergyta, på hvilken den sista inlandsisens erosion begynte, under det att den på andra ställen blifvit ett par tiotal meter nederoderad.

Äfven för frågan om strandflatens ålder äger påvisandet

[1] XI Congrès. Géol. Intern. 1910. Compte rendu. Sthlm 1912.

af de beskrifna, föga destruerade abrasionsytorna på densamma sin betydelse. Dessa kunna ej betraktas som blott enstaka företeelser. Storleken af abrasionsplanet å Dönna uppgår till omkring 8 *kvkm*. Och det är på flera vidt skilda ställen i Helgeland, som horisontella berggrundsformer liggande på ungefär samma nivå förekomma. De kunna näppeligen tolkas på annat sätt än genom antagandet att strandflaten är en mycket ung — troligen interglacial — bildning. Ty att en i tertiärtiden utbildad och för trenne nedisningar utsatt abrasionsplatå någonstädes skulle kunna ligga så pass väl bevarad, är väl ändå en fullkomligt utesluten möjlighet. Jag erinrar särskildt om, att på väl utbildade abrasionsplan tvenne med afseende på sin motståndskraft mot denudationen så olika bergarter som granit och kalksten på somliga ställen ligga i fullkomligt samma höjd och på andra nå en denudationsdifferens af endast ett par meter.

Tvifvelsutan bör man genom systematiska undersökningar kunna följa denna abrasionsnivå, som lämpligen kan benämnas *Dönnanivån*, och afgöra, om den äfven i stort ligger horisontellt. Mina egna observationer äro alltför knapphändiga för ett bestämdt uttalande i ena eller andra riktningen.

Ett af de argument, som anförts mot abrasionsteorien, är, att ingen lokal påvisats, där strandflaten begränsas af en någorlunda urskiljbar strandlinje[1]. Detta kan möjligen bero därpå, att den högsta hafsnivån ej varit stilla under så lång tid, som erfordrats för att frambringa abrasionsformer af den storlek, att de kunnat bibehålla tillräckligt mycket af sin ursprungliga karaktär. Det hak, som begränsar Dönnanivån, är emellertid efter långa sträckor så skarpt, att det vore frestande att kalla det en strandlinje. (Se fig. 4 och 12.) Säkert är, att på strandflaten förekomma verkliga strandbildningar, räfflade af inlandsisen.

Slutligen några anmärkningar om kalkstenarnas topografi på strandflaten.

[1] G. De Geer, Yttrande. G. F. F. Bd 34, s. 582.

Kristallinisk kalksten förekommer utom i de i det föregående afhandlade trakterna på flera andra ställen å Nordlands kust, t. ex. i trakten af Brönnö och på Arnö. Men den är vanligtvis ej skarpt afgränsad mot omgifvande bergarter utan växellagrar med glimmerskiffer, ofta med öfvergångsformer af kalkhaltig glimmerskiffer.

För kalkstenens topografiska uppträdande har strykningsriktningen varit bestämmande, i det att öarna och kullarna äro orienterade i denna riktning. Någon orientering i isrörelsens riktning har jag ingenstädes funnit antydan till. Däremot är kullarnas utsträckning i strykningsriktningen ofta mycket skarpt framträdande, och särskildt där växlingar emellan skikt af renare och mindre ren kalk eller glimmerskiffer förekomma, erinrar topografien på ett slående sätt om ett i bergarternas strykningsriktning orienteradt drumlinslandskap. Kalkstenstopografien är vanligen kullig eller vågig. Men kalkstenarna höja sig ej i allmänhet öfver de hårdare bergarterna såsom fallet är i mellersta Sverige. Visserligen bildar kalkstenen ofta kullar, och någon gång kan en af kalkhaltig skiffer bestående kulle höja sig öfver hårdare bergarter såsom t. ex. i profil IX, men detta är ej regel. Däremot finner man ofta, där berggrundens sammansättning växlar emellan tämligen ren kristallinisk kalksten och mer eller mindre oren kalk eller kalkhaltig glimmerskiffer, att de sistnämnda bergarterna gärna bilda de högsta partierna af kullarna, under det att den renaste kalken ligger nedtill på sluttningarna. Omkring Brönnö och Alteren finnas talrika exempel härpå. För de destruerande agentier, som frambragt kulligheten, har tydligtvis den renaste kalken varit minst motståndskraftig. Härutinnan kan man nog också se en antydan om att kulligheten ej till sin anläggning är glacial, ty det vore ju i hög grad egendomligt, om isen, som i mellersta Sverige tydligtvis skonat kalkstenarna, skulle å strandflaten ha eroderat samma bergart kraftigare än de omgifvande.

Det förtjänar också påpekas, att såvidt jag kunnat finna,

skillnaden emellan brantheten å stötsidorna och å läsidorna på de vanligen långsträckta, vinkelrätt mot isriktningen gående kalkstensryggarna är mycket obetydlig. Följaktligen kan erosionen genom isens afslipande verksamhet å dem ej vara stor. Vidare visa deras ytor vanligen anmärkningsvärdt sparsamma spår af plockning.

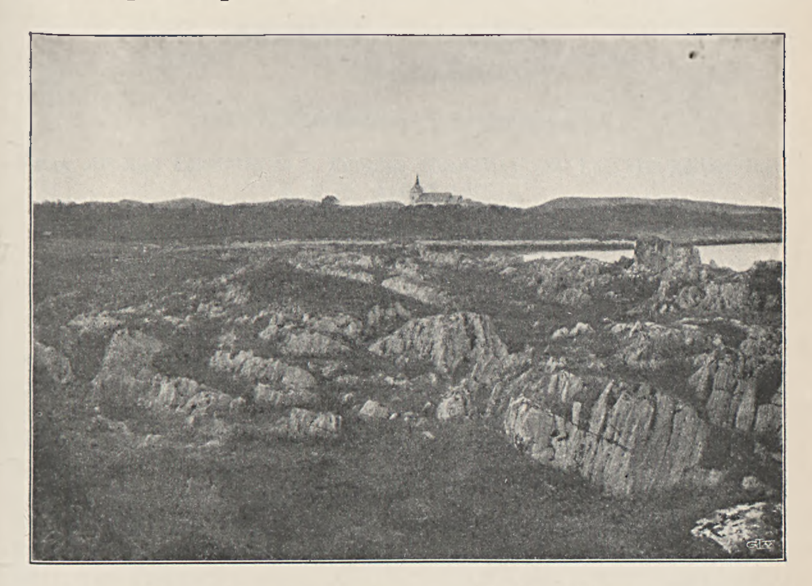


Fig. 18. Eroderad kalksten. Syd-Herö. — Förf. foto.

Däremot är det alldeles tydligt, att den postglaciala förstöringen verkat kraftigare å kalkstenarna än å de ej kalkhaltiga bergarterna. Karrenbildningar äro ej sällsynta. Ofta bilda ränder af förorenad kalk decimeterhöga upphöjningar öfver den renare kalkstenen

---

Anmälanden och kritiker.

Om frostverkningar i flytjordsmark.

Några ord med anledning af J. FRÖDINS afhandling »St. Lule älvs källområde». S. G. U. Årsbok 1913: 4.

Af

BERTIL HÖGBOM.

För ett par år sedan behandlade jag i en förelöpande uppsats[1]) en del frostföreteelser på Spetsbergen. Jag tillät mig därvid äfven utveckla en hypotes om huru under arktiska förhållanden regelationen måste verka i marken och bidraga till vissa markrörelser och med dem förknippade egenheter. Detta antagande har nyligen J. FRÖDIN i sin ofvan nämnda afhandling skarpt angripit. Kritiken och det sätt hvarpå den framställts[2]) kunna synas något egendomliga, då det måste ha varit författaren bekant, att jag förberedde utgifvandet af ett utförligare arbete i ämnet, en afhandling[3]), som f. ö. utkom strax före FRÖDINS.

Teorien om regelationens fortgående verkan vid en ytligt liggande tjälyta har jag egentligen ursprungligen framlagt för att gifva en rimlig förklaring till de utpräglade arktiska eller högalpina betingelser, frostsprängningen i fast berg fordrar. I löst material böra förhållandena vara analoga; visserligen är ledningsförmågan mindre, men tjälytan ligger i proportion ytligare. Den uppluckring och rörelse mellan partiklarna inbördes, som regelationen framkallar, måste bidraga till långsamma förskjutningar och i vissa fall till den sortering, som är så typisk för den arktiska flytjorden, och som ökar dess rörelseförmåga.

---

[1] Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitsbergen. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, Vol. IX.

[2] I förbigående måste en anmärkning göras mot FRÖDINS sätt att referera andra författare, t. ex. då han påstår (s. 213, 255) att jag »söker häfda, att vegetationstäcket intet inflytande utöfvar på jordflytningen». Detta skall afse mitt uttalande (s. 46), att den arktiska solifluktionens starka utveckling icke ensamt kan tillskrifvas vegetationens karghet. Liknande chargerade referat har FRÖDIN flerstädes valt som underlag för diskussionen.

[3] Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. Vol. XII.

Inför FRÖDINS påstående (s. 250), att solifluktionens arktiska utbredning snarast tyder på att regelationen ingen roll spelar för densamma, står jag oförstående och anser, att dess konsekventa tillämpning å frostsprängningen, som ju är en oomstridd regelationsyttring, måste bli högst egendomlig.

Jag har varit fullt medveten om att mina undersökningar ingalunda varit så uttömmande, att intet återstode i flytjordsforskningen. Lika medveten har jag varit om den brist på mätningar, jag varit tvungen finna mig i. Det torde heller icke falla någon in att misstänka, att icke FRÖDIN vandrade rätta vägar, då han genom mätningar ville komma problemen närmare in på lifvet. Mätningars värde får emellertid icke öfverskattas, allra minst om anmärkningar äro att göra å anordningar, valet af lokaler, deras tillämplighet, och ej minst om de tillämpas utan omdöme.

Bland felkällor vid FRÖDINS mätningar torde bl. a. vara att räkna det värmekänsliga elementets stora längd och framför allt vattencirkulationen i hålet, där detta är nedgräft. Ej heller är det lämpligt att medelst en trälåda förtaga verkningarna af en för marken så viktig värmefaktor som insolationen.

Då FRÖDIN af sina mätningar tror sig kunna draga den slutledningen, att markens temperaturvariationer ej skulle kunna utlösas i regelation vid tjälytan, begagnar han emellertid som premiss den felaktiga föreställningen, att marken för att frysa normalt skulle fordra en öfverkylning af flera grader. De rader i RAMANNS lärobok »Bodenkunde», som tydligen förorsakat misstaget, berättiga emellertid icke på något vis till ett generellt antagande af öfverkylning, allra minst i ett skikt invid tjälytan.

Äfven mätningarnas tillämplighet förtjäna en kort granskning. De lokaler, där de utförts, kunna först och främst ej jämställas med Spetsbergen, där t. o. m. på de lägsta nivåerna tjälen normalt måste vara afkyld till ungefär dubbla beloppet under 0-punkten mot där FRÖDINS mätningar äro utförda, och därför genom sitt ytligare läge vara mer utsatt för temperaturvariationer. Vidare ha för dessa mätningar markfläckar utvalts, som först i högsommaren (aug.) blifvit barlagda. Härigenom ernås rätt naturligt det resultatet, att temperaturvariationerna ofvan tjälytan, som hastigt blir tillbakadrifven, nästan endast gå i en riktning, en ojämn men successiv uppvärmning. Men det är meningslöst, att jämställa förhållandena i ett sådant fall med dem som råda vid ett ytligt, relativt stabilt sommarläge hos en tjälyta, eller med den normala arktiska tjällossningen, där en långsammare inträdande sommarvärme har att strida med markens magasinerade köld.

FRÖDIN anser, att en del af honom anförda siffror (s. 247), bl. a. från Spetsbergen, visa, att ingen nämnvärd köld är magasinerad i tjälen. Siffrorna i fråga angifva emellertid, att äfven i slutet af aug. temperaturintervallerna inom tjälens öfversta 15 dm:s-skikt äro hopträngda till endast $^{1}/_{55}$ av det normala geotermiska måttet, och inom dess öfversta 5 dm:s-skikt till endast $^{1}/_{70}$, och att alltså denna tjälyta bör ha ett ganska labilt läge.

Det är slutligen anmärkningsvärdt, att alla mätningarna utom en, som FRÖDIN tycks tillmäta mindre betydelse och som visar en rätt hög amplitud i marken, äro utförda i alldeles genomdränkt och öfversilad mark i eller invid snölägen. Då det gäller att angripa hvad jag preliminärt benämnde »regelationsflytjord», är det nämligen rätt olämpligt att för mätningarna utvälja den mest typiska exponenten för hvad jag kallade »flytjord genom vattenindränkning». Mätningar förutan, kunde man förutsäga att amplituderna i sådan mark skulle vara rätt små på grund af vattencirkulationen, som f. ö. FRÖDIN just påvisar är mycket liflig.

Det kanske kunde vara onödigt påpeka, att mitt antagande om regelationens betydelse icke har stöd i endast en enda, mindre tillförlitlig (!) iakttagelse, utan i en mångfald iakttagelser öfver fenomen och förhållanden, som ännu icke kunnat gifvas någon förklaring utan ett sådant antagande. Det torde heller icke vara alldeles utan orsak, som nästan alla — bland dem f. ö. äfven ATTERBERG — som studerat dessa företeelser, kommit till den slutsatsen, att frosten på något sätt måste medverka. Hänvisande till min afhandling i detta ämne vill jag i det följande betona vikten af en del fakta, som, FRÖDINS mätningar till trots, icke få förbises.

Berodde den arktiska flytjordens starka utveckling endast på vattenindränkning ofvan tjälen — hvarjämte ju en viss finleksgrad hos materialet då vore erforderlig — så borde den ha sin motsvarighet ungefär hvar som helst, ty marken är vattenmättad äfven annars i grundvattensnivån och detta dessutom under starkt tryck. Det vore vidare förvånande, att man i grundvattensnivån icke återfinner någon motsvarighet till den arktiska flytjordens påfallande sortering med ett »glidskikt» av finare material under det mot ytan anrikade grofva, en sortering som gifvetvis underlättar markrörelsen. Det ligger då närmare till hands att antaga frostverkningar såsom upphofvet till denna egenhet, särskildt som uppfrysning af stenar är ett oomstridt faktum.

Man måste slutligen fråga sig, hvarifrån flytjorden tillföres nytt material, där den icke har talusmaterial att tillgå, om icke genom successiv frostsprängning, d. v. s. regelation, i underlaget. Man träffar i de skandinaviska fjällen synnerligen allmänt helt flytjordstäckta höjder och flackare fjällslätter, där intet berg går i dagen, men där flytjorden tydligen ingen brist lider på materialtillförsel. På Spetsbergen äro kanske de största flytjordsarealerna sådana, framför allt de vida platåerna. Det förefaller också svårt att tänka sig, huru t. ex. stenströmmarna på Falklandsöarna på annat sätt skulle ha fått sitt »flytmaterial». Flytjordens denuderande verkan, som tar sig uttryck t. ex. i utpreparerade diabasbäddar o. s. v., låter sig heller icke förklaras, om man antoge, att ett flytjordstäcke utestängde frostverkningarna, i detta fall frostsprängning af underlaget. Vid gräfningar finner man f. ö. också genomgående, hur söndersprängd berggrunden är, något som bl. a. tar sig uttryck i det bekanta fenomenet med sönderbrutna och stukade skikthufvuden i flytjordstäckta sluttningar.

Jag finner det sålunda fortfarande nödvändigt vidhålla, att den arktiska flytjordens karaktär delvis bör tillskrifvas frostverkningar, och finner att FRÖDINS mätningar, i den mån de äro tillämpliga, snarast bestyrka detta. Hvad vattenindränkningens betydelse beträffar, kan jag ej beskyllas för att ha förbisett den, den är f. ö. alltför självklar och sedan långa tider af många författare påpekad.

Notiser.

Nya flodrännan vid Solberget, Gellivara s:n — en analogi till Arpojaure?

Af

FREDR. SVENONIUS.

Vid Geol. Fören:s möte den 7 sistl. maj hade jag ämnat att i anslutning till lic. Carlzons föredrag om Arpojaure påpeka ett par i viss mån snarlika företeelser inom de mera lättåtkomliga delarna af Norrbottens län.[1] Då omständigheterna emellertid ej tilläto detta, vill jag härmed lämna en kort notis om åtminstone den ena lokalen, hvilken ligger så nära till järnvägen, att den med lätthet kan besökas af någon förbiresande kvartärgeolog.

I de väldiga myrmarkerna inom ett par mils afstånd i Ö från Gellivara-banan S om Nattavara finnas ej så få märken efter recenta större rubbningar i hydrografien; den intressantaste och färskaste af dessa träffas ett stycke Ö om byn Solberget, 12 à 13 km. Ö om Koskivara station. Den ansenliga Solbäcken (Pejvenoja eller Pejvenapejokkatsch) kommer från en del myrmarker Ö och NO om byn, hvilka ligga på åtskilliga plan omkring eller något öfver 400 m. (max. 429 m.?) ö. h. Strax Ö om byn sänker sig bäcken under det topografiskt genomskinliga namnet Millajokk (Kvarnbäcken) ganska hastigt omkr. 30 m. till nästa myrplan och inflödar i Råneälfven på nivån 314 m. ö. h.

Ett stycke — ungf. $1^1/_2$ km.? — Ö om Solbergsbyn ser man den väldiga skärning genom en rullstensås, som antydes å omstående, i förbigående tagna, tyvärr mycket dåliga fotografi, och om hvars bildning mina följeslagare lämnade följande uppgifter. Omkring 1870 företog man sig att gräfva ett dike genom åsen för att öfversila den stora ängen (i NV), men sedan skuro vårflödena så kolossalt, att diket inom några år växte till en ganska försvarlig bäck, vid hvars

[1] Jag bör måhända i detta sammanhang äfven nämna, att den mycket ansenliga tömda »issjön» nedanför Mukka Vuoma, hvars utsträckning och egendomliga natur jag något närmare beskrifver redan 1880 i min afhandling *»Bidrag till Norrbottens geologi»* (sid. 84), är alldeles densamma, som i sin södra del omfattar Arpojauretrakten, ehuru de ortnamn jag efter uppgifter af ortens finska befolkning använder icke till fullo stämma med namnen på den långt senare utkomna bladkartan. — De i noten å samma sida antydda minnena efter de kvartära revolutionerna i Merasjoki träffas ett par mil V om Muonioniska nedanför de praktfulla kanjons i Päsinki-fjället och Meraskursu (ibid. sid. 43). — Däremot finnas de längre fram i samma afh. (sid. 87 och 88) omnämnda *rutmarksfläckarna*, som jag uttryckligen framhåller som en »jäsjordsföreteelse», långt ofvanför nu åsyftade lokaler.



Fig. 1. Parti af nya flodrännan genom åsen vid Solbergs by, Gellivara s:n. Fot. af förf. 29/7 1900.

sidor de nya älfstränderna nu resa sig till 10 à 15 m:s höjd, begränsande en dalgång af omkr. 50 à 60 m:s bredd. Dessa nya strandbrinkar utgöras dels och öfvervägande af skiktad, i vissa lager ytterst rostig sand, hvari t. o. m. ses en mycket hård rand af mörk, enligt profning ganska manganhaltig sand, dels äfven af rullstenslager. Den nya skärningens längd torde vara omkring eller mer än en half km. På ängen nedanför ligger det bortförda materialet såsom ett mycket stort delta med flera divergerande bäckgrenar, hvilkas botten och närmaste stränder utgöras af mer eller mindre runda eller skarpkantiga rullstenar om ett par knytnäfvars storlek, medan finare sand bildar det aflägsnare materialet mellan grenarna. Vid slåttern går man så till väga, att man dämmer den ena efter den andra af dessa grenar. — Solbergsmyren är så känd för sin rika växtlighet, att den ofta kallas »*Gellivara sockens stora hölada*». Det uppgafs, att man här plägar bärga flera hundra hässjor hö samt 9 à 10 fulla lador.

Jag har antecknat, att den genomskurna rullstenssträckningen fortsätter i NV med gropar och tjärnar ända fram till Venetvaara (kartans Vadnasvare eller Båtberget), omkr. 1/2 mil från genombrottet.

Vid min hastiga förbimarsch hann jag tyvärr ej göra några vidare observationer, ja ej ens med säkerhet fixera punkten på kartan. Ej heller hann jag skaffa mig någon uppfattning om huru bäckens öfre lopp förändrats, men antar gissningsvis, att den förut gått i bågform mot S, måhända så som den hvita randen på topografiska kartan t. v. om siffran 429. Det är dock i hög grad sannolikt, att inom bäckloppet ofvanom åsen lämningar skola finnas efter ett mindre eller större sjöbäcken, som genom den långa och kraftiga skärningen blifvit tömdt eller reduceradt. Under alla förhållanden synes detta relativt sydliga område vara värdt en närmare undersökning. —

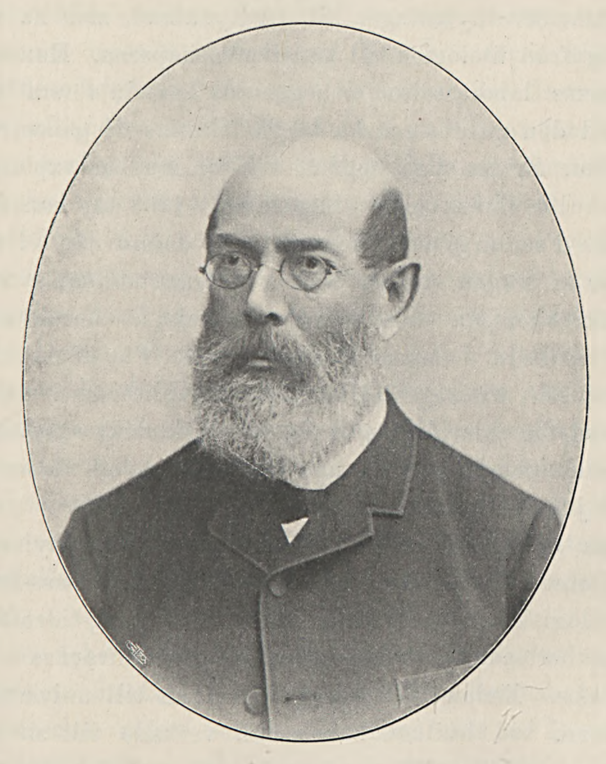
Här må ock påpekas en vid Junosuando-Masugnsby befintlig, synnerligen storartad »fornsjö», som uppåt dalen begränsas af vårt lands

sannolikt praktfullaste, efter de lösare bergarternas denudation såsom ryggar uppstående, c:a 15 m. höga pegmatitgångar (»*Kissankultapilaria*») och hvilka nedtill tömts genom den väldiga Isokursu, en af dessa egendomliga kanjons, som af och till möta något ofvanom M. G. i öfre Norrbotten. Här har dock tömningen skett i förhistorisk tid och utan mänsklig förmedling. En närmare skildring af denna »fornsjö» jämte kartskiss och fotografier har jag lämnat i en rapport öfver *Norrb. läns kalkstenstillgångar*, afgifven den 29 jan. 1914 till statsrådet O. von Sydow.[1]

[1] Längre nedåt flodsystemet, omkring den märkvärdiga Tärendö-älfven, är ej allenast själfva bifurkationen värd ett noggrant kvartärgeologiskt studium, utan jämväl och måhända i synnerhet sträckan af mellanlandet fram till Peräjävuoma nedanför Anttis, där älfven synes liksom afstå från att återvända till Torneälfven för att helt resolut taga tvärvägen genom den ansenliga Pidkäkoski ned till Kalixälfven. (Obs. Denna fors heter Pidkäkoski, ej som kartan genom feltryck anger Pi*a*k*a*-koski.)

†

H. Rosenbusch.



(Omkring år 1890.)

Den 20 januari i år afled i Heidelberg Geologiska Föreningens korresponderande ledamot, geheimerådet professor H. Rosenbusch.

Harry Rosenbusch föddes den 24 juni 1836 i Einbeck i dåvarande konungariket Hannover. Efter aflagd studentexamen

inskrefs han vid universitetet i Göttingen och ägnade sig där åt filologiska och filosofiska studier. Redan 1857 måste han emellertid af ekonomiska skäl afbryta universitetsstudierna och antog då en plats som informator hos en i Brasilien bosatt portugisisk familj. Fem år senare återvände han till Europa, nu åtföljd af sina disciplar, och bosatte sig för deras uppfostran först i Freiburg i Baden, sedan i Heidelberg. Jag vet ej om omsvängningen skett redan i Brasilien eller inträffar först efter öfverflyttningen till Sydtyskland, men nu vändes hans håg från filologien till naturvetenskaperna. Han arbetar på Bunsens laboratorium och gör väl här sin första bekantskap med den mikroskopiska bergartslärans då genom Sorby, Vogelsang, Zirkel just öppnade vidder, hvilkas explorerande sedan skulle blifva hans lifsgärning. 1868 tar han doktorgraden i Freiburg och blir samma år docent där. Nu följa några år af trägna studier öfver de bergartsbildande mineralens mikroskopiska — även mikrokemiska — karaktäristika, hvilka resultera i hans »Mikroskopische Physiographie der petrograpisch wichtigen Mineralien», publicerad i maj 1873, alltså ungefär samtidigt med Zirkels »Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine», hvars förord är dateradt i juli 1873.

Samma år kallades han till professor vid det nyinrättade universitetet i Strassburg och medarbetare vid Elsass-Lothringons geologiska undersökning. Från Strassburg-tiden daterar sig hans berömda monografi öfver Steiger-skiffrarnas kontaktmetamorfos. Redan 1878 överflyttade han till universitetet i Heidelberg, vid hvilket han sedan verkade till sin afgång 1908. Åren 1888—1907 var han jämväl chef för Badens geologiska undersökning.

Med Rosenbusch har åter en af den moderna petrografiens grundläggare gått hädan. Ungefär jämnårig med Zirkel och Törnebohm, kom han in på sitt blifvande arbetsfält medan vetenskapen ännu var helt ung: så godt som allt återstod att göra. I detta pioniärarbete deltog Rosenbusch på det verksam-

maste, men hans förnämsta uppgift blef dock att ordna och kritiskt behandla det af honom själf och andra hopbragta stoffet. Den år 1879 utgifna Mikr. Physiographie der Mineralien följdes 1877 af Mikr. Physiographie der massigen Gesteine. Tre nya upplagor — helt eller delvis omskrifna — af dessa verk ha sedan utkommit, i hvilka Rosenbusch nedlagt sin enastående kännedom om bergarterna, förvärfvad icke blott genom andras beskrifningar utan äfven genom egen undersökning af det från alla världens hörn till honom af forna lärjungar och vänner insända materialet. Här må äfven erinras om hans i flere upplagor utgångna »Elemente der Gesteinslehre». Smärre afhandlingar har Rosenbusch publicerat jämförelsevis få — naturligt nog, då han haft tillfälle att omedelbart inarbeta sina arbetsresultat i sina stora sammelverk.

Man skulle kunna tro, att Rosenbusch, hvars verksamhet så öfvervägande var knuten till laboratoriet och skrifbordet, skulle vara hvad man på tyska kallar en »Scherben-Petrograph». Detta var dock långt ifrån fallet. Det är tvärtom karaktäristiskt för hans syn på petrografien, att han alltid sökt anlägga geologiska synpunkter: bakom bergartens mineralsammansättning och struktur i främsta rummet sökt dess bildningshistoria. Så hans hufvudindelning af eruptivbergarterna i djupbergarter och ytbergarter, hans uppställande af de speciella gångbergarternas typ — för att taga ett par exempel.

Här är icke platsen att ingå på en detaljerad analys af Rosenbuschs insatser i den petrografiska vetenskapen,[1]) jag skall däremot något beröra en annan sida af Rosenbuschs lifsgärning, hvilken säkerligen icke är den minst viktiga, nämligen hans omfattande lärareverksamhet. Rosenbusch var icke blott en utmärkt föreläsare, som åt sitt föredrag gaf både ett väckande innehåll och en förträfflig form,

[1]) Goda och utförliga biografier hafva publicerats af L. Milch i Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft 1914, sid. 129—161, och af E. A. Wülfing dels i Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften 1914 N:o 8, dels i Centralblatt für Mineralogie etc. 1914, sid. 289—299.

han gaf sig äfven rundlig tid att under de personliga samtalen med sina lärjungar på institutet med råd och dåd bistå dem i deras studier och med dem diskutera de aktuella frågorna i sin vetenskap. Till Heidelberg strömmade därför också lärjungar från alla länder — kanske jämförelsevis minst från Tyskland med dess många rivaliserande centra — särskildt voro amerikanarna talrika, men äfven många skandinaver hafva studerat hos ROSENBUSCH. Bland dessa erinrar jag mig: BRÖGGER (redan under Strassburg-tiden), SEDERHOLM, RAMSAY, HACKMAN, FROSTERUS, BÄCKSTRÖM (i början af 1890-talet), K. JOHANSSON (i midten af 1890-talet), vidare WAHL, QUENSEL, LOOSTRÖM och ZENZÉN.

I tacksamt minne bevara nog alla dessa hans vänliga intresse för deras arbeten och deras personer icke blott under studietiden utan äfven under en efterföljande, i många fall liflig korrespondens.

ROSENBUSCHS öfverlägsna personlighet, hans rika erfarenhet och hans af stark personlig öfvertygelse präglade bevisföring voro starka nog att öfvertyga hans lärjungar om att hans syn på de petrografiska problemen dock i stort sedt var den riktiga, om de än — och de voro ju oftast män med erfarenhet och vetenskaplig träning, redan innan de blefvo hans lärjungar — tillfullo insågo att ROSENBUSCH i många fall skematiserat väl mycket. Det föll sig därför naturligt för dem att genom utvidgningar eller modifikationer af det ROSENBUSCH'ska åskådningssättet söka *däruti inordna* de af dem redan kända eller senare framkommande, däremot i någon mån stridande iakttagelser, hvilka ROSENBUSCHS motståndare sökte använda för att kullkasta hela hans lärosystem. På så sätt har ROSENBUSCH bildat *skola* så som ingen af hans generation inom hans vetenskap gjort det, och därför skall han minnas icke blott såsom den store samlaren af material för den petrografiska byggnaden, utan äfven som en af dess främste arkitekter.

H. B.

---

†



Théodose Tschernyschew

Den 15 sistlidna januari förlorade Geologiska föreningen sin högt värderade korresponderande ledamot sedan 16 år, den framstående ryske geologen THÉODOSE TSCHERNYSCHEW.[1]) Genom hans död gjorde ej minst Nordens geologi en stor och svårersättlig förlust, som särskildt måste på det smärtsammaste drabba hans hemland, där han innehade talrika, viktiga och maktpåliggande förtroendeuppdrag.

TSCHERNYSCHEW hade börjat sin geologiska bana såsom bergsingeniör, men blef snart en af de ledande krafterna vid såväl

[1]) I svensk transkription: Féodoss Tschernyschóff.

Bergsinstitutet eller Gorny korpus som vid Geologiska kommittén, och inlade såsom chef och nydanare vid dessa institutioner betydande förtjänst. Han var mångårig sekreterare och hedersledamot af det Kejs. Min. Sällskapet i Petrograd samt akademiker vid Kejs. Vet. Akademien därstädes. För öfrigt hade han kallats till hedersledamot af talrika vetenskapliga sällskap och till hedersdoktor vid fem skilda universitet inom olika länder.

Såsom geolog hade TSCHERNYSCHEW haft tillfälle att utföra synnerligen omfattande studier ute i naturen såväl under tjänsteresor och kartarbeten som under talrika expeditioner samt äfven under sina flitiga besök vid de internationella kongresserna, där han var en högt värderad representant för sitt land.

Han hade bland annat under åtta år utfört viktiga undersökningar i Ural, under ett par år i Timanområdet samt likaså på Spetsbergen, hvarjämte han äfven ledt expeditioner genom Novaja Semlja och Turkestan. Bland TSCHERNYSCHEWS geologiska specialpublikationer, som i främsta rummet gälla den fossila faunan inom Rysslands karbon- och devonlager, må här erinras om hans stora, värdefulla hufvudverk: *Die obercarbonischen Brachiopoden des Ural und des Timan.* Såsom ledande auktoritet inom hithörande forskningsområde hade han, utom äldre ryska och sina egna omfattande samlingar, erhållit sådana från vidt skilda håll till jämförande granskning och hade därigenom särskildt förvärfvat sällsynta betingelser för att kunna lämna en samlad öfversikt öfver hela det norra polarområdet och dess relationer till omgifvande världsdelar. Att han icke medhann att fullfölja detta betydelsefulla arbete, var utan tvifvel en stor förlust för vetenskapen.

TSCHERNYSCHEWS goda hufvud, hans fasta karaktär och på samma gång lyckliga sätt att behandla människor gjorde honom alltid eftersökt till chefsplatser. Sålunda var han, såsom generalsekreterare, den ledande inom den sjunde inter-

nationella geologkongressen i Petrograd, hvars organisation och genomförande helt visst kräfde alla hans goda egenskaper. Det gällde här ej blott att sammanfatta utan ofta nog att trots svårigheter af skilda slag nyskapa och framkalla en mängd erforderliga utredningar. Också betecknade kongressen utan all fråga ett högst betydande framsteg för den ryska geologien, och i förtjänsten härom hade Tschernyschew helt visst en mycket stor andel. Själf ledde han också den bekanta, stora exkursionen till Ural.

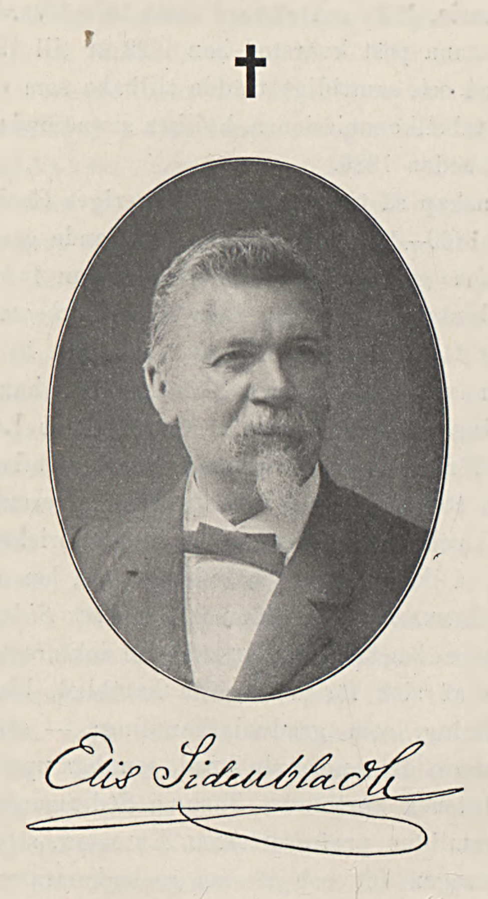
Då det för Ryssland gällde att finna en lämplig chef för det nog så vanskliga uppdraget att leda den ryska afdelningen af den svensk-ryska gradmätningsexpeditionen till Spetsbergen, 1899—1902, föll valet på Tschernyschew, och äfven här bidrogo utan tvifvel hans personliga egenskaper i hög grad till den lyckliga utgången af detta omfattande företag.

Här är ej platsen att ingå på hans mångåriga verksamhet inom sitt eget lands vetenskapliga kretsar, där hans inflytande och goda omdöme helt visst varit till mycket stort gagn. Särskildt må dock erinras om hans i hög grad framgångsrika sträfvan att förbättra och stärka geologiens ställning inom Ryssland. Ända in i det sista var han strängt upptagen med den vidlyftiga organisationen af Geologiska Kommitténs väldiga och i sitt slag väl enastående nybygge, som beräknades kräfva ett belopp af inemot åtta miljoner kronor.

Personligen präglades Tschernyschew af en trygg, godmodig humor med en välvillig spjufver i ögonvrån. Bluff af skilda slag hade i honom en skarpsynt och oförskräckt motståndare. Å andra sidan var han varmt intresserad för allvarlig forskning och hade förvärfvat sig många vänner, ej minst bland de skandinaviska geologerna, för hvilka han särskildt sympatiserade och hvilkas språk han lärt sig under mångårig vänskap med svensken, direktor O. Backlund vid Pulkova, hvilken deltagit i hans färder till såväl Petschoralandet som delvis äfven till Spetsbergen.

Författaren till dessa rader, som år 1891 under öfverresan till geologkongressen i Washington först lärde känna TSCHERNYSCHEW, har allt sedan dess vid många tillfällen, bland annat under arbeten på Spetsbergen och i gradmätningskommittén samt under upprepade besök i Ryssland, haft förmånen att närmare samarbeta med TSCHERNYSCHEW och därvid lärt allt högre uppskatta ej blott hans förtjänster såsom forskare utan också hans flärdfria, ovanligt vänfasta personlighet, som både inom vetenskapen och inom hans stora vänkrets för lång tid kommer att efterlämna ett kännbart tomrum.

G. D. G.



Med den man, hvars namn här ofvan läses, bortgick en af Geologiska Föreningens äldsta ledamöter. PER ELIS SIDENBLADH, geolog och statistiker, född i Arnäs socken i Ångermanland den 19 februari 1836, afled efter en längre tids sjuklighet i sitt hem härstädes den 13 maj 1914. Han hade således uppnått den höga åldern af 78 år.

Filosofie kandidat i Uppsala 1860 och fil. doktor tre årsenare, erhöll SIDENBLADH förstnämnda år förordnande som biträdande

geolog vid Sveriges Geologiska Undersökning. Här tjänstgjorde han i 8 år, till 1867, då han bytte verksamhetsfält och öfvergick till Statistiska centralbyrån, inom hvilket verk han samma år blef aktuarie, 1870 sekreterare samt 1879 öfverdirektör och chef. På denna post kvarstod han i 22 år till 1901, då han erhöll afsked och samtidigt trädde tillbaka som ordförande i Statistiska tabellkommissionen, hvilken sistnämnda befattning han beklädt sedan 1886.

I sin egenskap af tjänsteman vid Sveriges Geologiska Undersökning, 1860—1867, utarbetade S. följande genom institutionen utgifna geologiska kartblad i skalan 1:50,000 jämte tillhörande beskrifningar, nämligen N:o 2 *Arboga*, N:o 9 *Säfstaholm*, N:o 24 *Tärna*, N:o 27 *Rånäs* och N:o 40 *Vänersborg*. Äfven inom en del af norra Skåne utförde han geologiska rekognosceringar; under resor i Norrland och Lappland påvisade han förekomsten af kambrisk-siluriska aflagringar vid flera af de större sjöarna i nordvästra Ångermanland samt Åsele och Lycksele lappmarker. I de kambriska lagren vid Hunneberg, å kartbladet Vänersborg, fann han en ny trilobitart, som LINNARSSON gaf namnet *Agnostus Sidenbladhi*.

Under sin geologtid vann SIDENBLADH doktorsgraden genom användande af sitt första utgifna kartblad, bladet Arboga med beskrifning, som gradualafhandling; — såsom geolog vann han några år senare sin brud, som han upptäckte under sina fältarbeten å kartbladet *Tärna* i Södermanland. — Med sin chef, framlidne professor AXEL ERDMANN, stod han på en mycket förtrogen fot, och af sina geologkamrater värderades han högt, ej minst för sitt godmodiga, otvungna sätt och lätta lynne.

Äfven sedan SIDENBLADH lämnat Geologiska undersökningen och öfvergått till den statistiska banan visade han sig lifligt intresserad för den geologiska vetenskapen. Från första året af Geologiska Föreningens verksamhet, 1872, tillhörde han denna såsom ledamot, och under många år besökte han ganska regelbundet föreningens sammankomster samt uppträdde

därvid mången gång med inlägg i diskussionen, eller korta meddelanden i olikartade geologiska frågor, t. ex. rörande förekomst af »kolm» i Billingens alunskiffer, strandbildningar i Norrland, jättegrytor vid Trollhättan, skalgrusbankars höjd öfver hafvet inom Skandinavien o. s. v. Uti en i Geologiska Föreningens Förhandlingar för år 1874 tryckt uppsats, »Om siluriska bildningar i Lappland», redogör han för resultaten af sin geologiska resa i norra Sverige 1867. — Till föreningens ordförande valdes S. 1883 och 1887; dessförinnan hade han, under föreningens sex första år, åtagit sig uppdraget att vara revisor; till ledamot i styrelsen utsågs han 1884 och 1888.

Åren 1869—1877 var SIDENBLADH af Vetenskapsakademien anförtrodd redaktörskapet för Statskalendern. Sedan 1880 var han ledamot i Kommissionen för de allmänna kartarbetena, en post som han först för helt kort tid sedan lämnade. Bland öfriga förtroendeuppdrag må nämnas följande: Kommissarie vid geografiska kongressen och utställningen i Paris 1875; svenskt ombud vid de internationella statistiska mötena i Paris samma år, i Budapest 1876, i Paris 1878, i Rom 1887, i Wien 1891, i Petersburg 1897 och i Kristiania 1899. — Han blef 1876 ledamot af Landtbruksakademien och 1882 af dess förvaltningskommitté samt kallades 1898 till dess hedersledamot. Från 1895 var han äfven ledamot af Krigsvetenskapsakademien. Ledamot af Vetenskapsakademien 1884 fungerade S. som dess preses 1899—1900 och var under en följd af år dess fullmäktige i Nobelstiftelsen.

Af trycket har SIDENBLADH utgifvit åtskilliga statistiska arbeten, såsom *Schweden, statistische Mittheilungen* (utgörande den statistiska delen af Sveriges officiella katalog vid världsutställningen i Wien 1873), *Swedish catalogue* (för världsutställningen i Filadelfia 1876), *Royaume de Suéde* (för världsutställningen i Paris 1878) m. m., hvarjämte han deltagit i utarbetandet af Statistiska centralbyråns nästan samtliga publikationer under åren 1869—1901.

Den bortgångne sörjes närmast af maka, född Adelsvärd, samt son, sonhustru och barnbarn. Många äro helt säkert de, som länge komma att minnas den uppskattade, verksamme, rättframme och vänliga mannen. Frid vare!

Edvard Erdmann.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS
I STOCKHOLM
FÖRHANDLINGAR.

BAND 36. Häftet 6. **November 1914.** N:o 300.

Mötet den 5 november 1914.

Närvarande 35 personer.

Ordföranden, hr MUNTHE, hälsade de närvarande Ledamöterna välkomna till första höstsammankomsten samt meddelade, att sedan förra mötet följande Ledamöter aflidit: Direktör L. EGER, Kristiania, Grosshandlare E. LEWIN, Stockholm, samt Bergsingeniör S. F. MÖRTSTEDT, Stockholm.

Till nya Ledamöter hade Styrelsen invalt:

Assistenten vid Danmarks Geologiske Undersögelse Cand. Mag. KNUD JESSEN, Köpenhamn, och Fil. Mag. UNO SUNDELIN, Upsala, båda föreslagna af hrr Gavelin och L. von Post, Fil. Stud. E. NORIN, Stockholm, föreslagen af hrr Gavelin och Quensel, Kustos Dr FRANZ X. SCHAFFER, Wien, föreslagen af hr Grönwall samt Studeranden vid Tekniska Högskolan DANIEL ENVALL, Stockholm, på förslag af Holmquist och Gavelin.

Hr R. SANDEGREN höll ett af karta, tabeller, profiler, fotografier och stuffer illustreradt föredrag om *Ragundatraktens postglaciala utvecklingshistoria enligt den fossila florans vittnesbörd.*

Föredraganden hade under somrarna 1911 och 1913 tillsammans med fil. lic. H. AHLMANN och fil. lic. C. CARLZON varit sysselsatt med kvartärgeologiska undersökningar i trakten af Ragunda i sydöstra Jämtland och därvid fått på sin lott att med ledning af där befintliga rika växtförande lager och den exakta kronologi, som där är möjlig, utreda traktens historia ur växtgeografisk synpunkt.

Prof. G. DE GEER har visat, att sedimenten i den år 1796 uttappade Ragundasjön äro årshvarfviga och ha aflagrats i

oafbrutet tidssammanhang ofvanpå den hvarfviga leran. De kronologiska undersökningarna ha efter De Geers metod fortsatts af Carlzon. Ahlmann har behandlat området ur morfologisk synpunkt.

Utvecklingshistorien är i korthet följande: När inlandsisen afsmälte från trakten, utgjorde denna en djup och bred fjord. Högsta B. G. befinner sig nu cirka 240 m. ö. h. I denna fjord aflagrades hvarfvig lera. De V om isdelaren uppdämda issjöarna tappades successivt, och dessa tappningar ha registrerats i den hvarfviga leran genom abnormt mäktiga hvarf, s. k. tappningshvarf. Det mäktiga tappningshvarf, som afsattes, när den sista resten af inlandsisen i Inlandsälfvens dalgång brast i två delar, och den sista tappningen af den centraljämtska issjön ägde rum, har af De Geer tagits till utgångspunkt för kronologin, och från detta s. k. postglaciala skiljehvarf räknas nedåt i den hvarfviga leran glacial tid, uppåt i de yngre sedimenten postglacial tid.

De äldsta växtlämningarna, som äro funna i Ragundatrakten, datera sig från lager, afsatta cirka 600 år efter inlandsisens ofvan omtalade bipartition, och utgöras af rester efter *björk* och *tall*. Klimatförbättringen vid slutet af istiden har alltså fortgått synnerligen snabbt, och en tallflora följt den bortsmältande isen ganska tätt i spåren.

Landhöjningen fortskred alltjämt, och cirka 1050 år efter bipartitionen isolerades Ragundasjön genom klipptröskeln vid Döda fallet.

I lager, afsatta cirka år 1100—1200 efter bipartitionen, har anträffats en rik flora, tydande på lika varmt klimat som det som för närvarande råder i trakten. Därefter följer ytterligare invandring af en hel mängd arter, bland annat en del värmefordrande sådana, hvilka numera icke gå så långt mot norr som till Ragunda. I lager afsatta omkring år 1840—2250 efter bipartitionen finnas sålunda bl. a.:

Carex pseudocyperus
Corylus avellana

Lycopus europæus
Solanum dulcamara
Stachys silvatica
Ulmus montana

Cirka år 3500 efter bipartitionen är Ragundasjön utfylld med sediment, utfyllnadsplanen färdigbildade, och Indalsälfven lokaliserad till en bestämd fåra i dessa utfyllnadsplan. Någon afsättning af årshvarfvigt sediment är sålunda ej längre möjlig, och den exakta kronologin kan ej föras längre fram än till denna tidpunkt.

Kort efter det sjön blivit utfylld, inträffar en ny fas i utvecklingen, i det att en torrperiod inträder, hvilken har till följd, att Ragundasjöns högvatten icke längre når upp till den nivå, som markeras af den gamla strandlinjen, utan håller sig på en lägre sådan. Härigenom komma stora delar af sjöns botten att året rundt ligga torra. I små depressioner i de sålunda torrlagda utfyllnadsplanen bildades torfmossar. Dessas lagringsförhållanden visa på en kontinuerlig igenväxning från små öppna gölar till skogbärande torfmark. Ofvan det skogförande lagret, hvilket utgöres af markerade horisontella stubblager, följa lager af hydrofil starrtorf och slutligen åter af sjömjäla, hvilket visar att högvattenståndet efter torrperioden ånyo stigit till sin gamla nivå. Beloppet på högvattnets sänkning under torrperioden uppgår till *minst* 3,5 m. Under torrperioden invandrar *granen* till trakten. Slutligen torrlägges sjön ånyo genom katastrofen år 1796.

Såsom afslutning omnämnde föredr., att det alltså tyvärr misslyckats att i Ragunda föra den exakta kronologin ända fram till nutiden. Dock ville han med ledning af de vunna resultaten göra några parallelliseringar mellan de olika perioderna i Ragundasjöns utvecklingshistoria och de klimatiska perioder, i hvilka SERNANDER indelat den postglaciala tiden, samt slutligen äfven göra ett försök till uppskattning af denna tids längd. Sålunda jämnställdes tiden 1000—3500 efter bipartitionen med den atlantiska perioden, torrperioden med den

subboreala och tiden från torrperiodens slut till 1796 med den subatlantiska perioden.

Försöket till uppskattning af den postglaciala tidens längd grundades på följande fakta. I Ragunda kan man räkna från isens bipartition 3500 år framåt. Härefter sjunker högvattensnivån, och kort därefter (cirka 200 år senare) invandrar granen. Tiden för granens invandning i Närke är arkeologiskt fastställd. Granen kan antagas ha ankommit till Ragunda *ungefär* samtidigt med i Närke eller cirka 2000 år f. Kr. Alltså tager vår tideräkning sin början cirka 5700 år efter inlandsisens bipartition. Om man sedan ytterligare tillägger de 1900 åren efter Kr. f., får hela den postglaciala tiden en längd af cirka 7600 år.

Med anledning af föredraget yttrade sig hrr G. De Geer, Sernander, G. Samuelsson och *föredraganden.*

Hr G. De Geer lyckönskade föredraganden till de vackra resultaten af hans undersökningar, genom hvilka för första gången verkliga tidsbestämningar erhållits för ett afsevärdt antal växters uppträdande i vårt land. Talaren hade, då han 1909 först iakttog, att de växtförande Ragundalagren voro årshvarfviga och kunde konnekteras med den af honom då uppmätta standardprofilen, knutit stora förväntningar till ett planmässigt studium af denna unika samling af säkert daterade, fossila herbarier.[1] Han trodde också, att föredraganden genom sina omfattande arbeten lyckats på ett synnerligen förtjänstfullt sätt belysa viktiga delar af denna märkliga urkund.

Herr Sernander framhöll, att den starka sandinblandning, som föredraganden funnit i mossen 2 *km* N om landsvägsbron vid Ragunda, var af stort intresse. Sådana inlagringar af grus, sand och lera i de mossarne sammansättande organogena jordarterna kunde ge goda fingervisningar om de geografiska förändringar, eventuellt af allmän klimatologisk innebörd, som de fasta stränderna undergått.

Så ha svenska torfmossforskare i åtskilliga torfmossar från Skottland, Scanodania och Fennoskandia påvisat, att torfven i den subatlantiska lagerseriens undre del är starkt uppblandad med, understundom fullständigt ersatt af från sidorna *nersvämmadt* grus, sand eller lera. Detta pekar i öfverensstämmelse med andra geologiska fenomen på att det stora klimatomslaget i öfvergången mellan brons- och järnåldern var åtföljdt af starka och tätt återkommande slagregn, eventuellt abnorma snösmältningar och tjällossningar.

---

[1] A thermographical record of the late-quaternary climate. »Postglaziale Klimaveränderungen». Stockholm 1910. Sid 308.

På alldeles andra klimatföreteelser häntyda de *äoliska* sandaflagringar, hvilka föredraganden nu beskrifvit från en subboreal lagerserie. Talaren hade vid ett föregående tillfälle[1] sökt visa, att det subboreala klimatet bort öka möjligheten för uppkomsten af lokal flygsand. Ivar Högbom[2] hade emellertid förgäfves eftersökt flygsand i en mosse bland de senglaciala dynerna vid Mora, en terräng som synes ovanligt lämplig för uppkomsten af lokal sanddrift. Däremot hade talaren i Hannover (19$\frac{22}{5}$11) funnit flygsand i subboreal *Molinia*-torf i Das tote Moor vid Steinhuder Meer.

Hr A. G. Högbom förevisade prof på ishafslera från Uppsalatrakten, som på skiktytorna hade flera olikartade djurspår, troligen mest af små krustacéer. Spåren funnos talrikt i flertalet af 50:e till 80:a skikten nedifrån räknat i S:t Eriks kakelfabriks lertag väster om staden.[3] Spåren framträdde bäst på de klyfningsytor, som vid lämplig torkningsgrad uppkomma i undre delen af skiktens sommardel, men äfven de leriga vinterskiktens öfre ytor visade, särskildt innan profven torkat, ofta spår, som ibland voro så talrika, att de bildade ett oredigt virrvarr. Då sålunda en tydligen individrik fauna funnits i det senglaciala hafvet så nära intill isranden, torde man ha så mycket mera skäl antaga, att detta också varit fallet vid tiden för de senare skiktens afsättning, ehuru spår däraf ej blifvit iakttagna på grund af svårigheten att klyfva de mera leriga hvarfven efter skiktplanen.

Med anledning af meddelandet yttrade sig hrr Munthe och *föredraganden.*

Hr Wallén höll ett af kartor, diagram och tabeller i ljusbilder, belyst föredrag om *betingelserna för uppkomsten af afloppslösa sjöar inom Noenområdet.*

Gavelin hade i sin undersökning öfver de postglaciala nivå- och klimatförändringarna inom Noenområdet i norra Småland uppvisat, hurusom under postglacial tid så stora vattenstånds-

---

[1] Rutger Sernander: Stipa pennata i Västergötland. En studie öfver den subboreala periodens inflytande på den nordiska vegetationens utvecklingshistoria. Svensk Botanisk Tidskrift 1908.

[2] Ivar Högbom: Finiglaziale Flugsandfelder in Dalarna. G. F. F. **35**, s. 487

[3] Samma slags spår förekomma också, ehuru sparsammare och mindre tydliga, vid Svartbäckens och Bergsbrunna tegelbruk. (Senare tillägg.)

variationer ägt rum, att en del af sjöarna inom området under vissa perioder måste hafva varit afloppslösa. Detta hade varit fallet med de uti det nordöstra tilloppsområdet belägna sjöarna men sannolikt ej med själfva Noen. Då Hydrografiska byrån inrättades hade SERNANDER uttalat önskemålet, att denna fråga måtte vidare utredas från nutida klimatisk synpunkt, och i byråns arbetsplan hade på föredragandens förslag upptagits en dylik undersökning af Noenområdet, »afseende att genom ett studium af förhållandet mellan nederbörd och afrinning möjliggöra ett bedömande af, huru stora ändringar i de nuvarande klimatiska förhållandena, spec. beträffande nederbörd och afdunstning, skulle vara behöfliga för att sådana klimatförhållanden skulle inträda, som man genom studium af traktens sjöar och torfmossar ansett sig böra sluta till hafva varit rådande under vissa perioder af postglacial tid».

Föredraganden redogjorde för organisationen af denna undersökning, inrättandet af ett flertal nederbördsstationer å olika höjd, vattenståndsobservationer i Noen, dess af- och tillopp, samt vattenmängdsmätningar. För närvarande hade dessa sistnämnda icke lett till ett afslutadt resultat, men afbördningskurvor funnos för afloppet från Noen samt för det västra tilloppet, Mjölarpsån. I den mån förhållandena inom detta kunde öfverföras på det spec. af GAVELIN undersökta nordöstra området, borde genom en undersökning af sambandet mellan nederbörd och afrinning för den gångna 5-årsperioden en viss inblick i frågan redan på nuvarande stadium kunna fås.

För Mjölarpsån erhöll man en medelnederbörd för perioden af 695 mm, en afrinning af 320 mm, d. v. s. en afrinningsprocent af 44,5 %; för Noens aflopp voro motsvarande tal, för nederbörden 615 mm, för afrinningen 227 mm, afrinningsprocenten = 36,4. Dessa afrinningskoefficienter voro anmärkningsvärdt låga.

För att undersöka sambandet, sådant detta framginge ur de växlande årsvärdena för nederbörd och afrinning, använde

föredraganden korrelationsmetoden och redogjorde något för densamma.

För Mjölarpsån erhölls en korrelationskoefficient $r = + 0.97 \pm 0.02$ och sambandsekvationen (om y = afrinningen, x = nederbörden) $y = 1.19\,x - 507$. För Nobyån erhölls $r = + 0.94 \pm 0.04$ och sambandsekvationen $y = 0.65\,x - 173$. Dessa mycket höga värden på r visade, att man i varje fall för det undersökta nederbördsgebitet mycket nära kunde uttrycka sambandet med ett linjärt uttryck. De visade äfven, att felen uti värdena på nederbörd och afrinning icke kunde vara stora. För sambandet mellan nederbörden inom Mjölarpsån, bestämd genom endast stationen Nötekulla, och nederbörden i hela området erhölls $r = + 0.998 \pm 0.001$ och sambandsekvationen $x_1 = 0.795\,x_2 + 62$. Detta visade, att man för ett sådant enhetligt mindre område kunde, därest sambandet blivit bestämt, nöja sig med mycket färre antal observationsstationer.

Om man utdroge de linjer, som sålunda bestämts för sambandet mellan afrinning och nederbörd, tills de skuro x-axeln, erhölles den nederbörd, för hvilken afloppslöshet inträdde. För Mjölarpsån blefve $y = 0$ för $x = 426$ mm, för Nobyån $y = 0$ för $x = 266$ mm. Dessa värden syntes alltså antyda, att verkligen afloppslöshet borde inträda förr för tilloppsområdet än för hela sjöområdet, såsom Gavelin påvisat för ett annat tilloppsområde.

Föredraganden visade, att detta dock stötte på stora svårigheter att antaga, i det att det ur ekvationen för Nobyån under antagande af att $x - y = z$, hvarest z = afdunstningen, följde, att det absoluta värdet å afdunstningen ökades med ökad nederbörd men däremot för Mjölarpsån följde, att detta värde minskades med ökad nederbörd, hvilken sistnämnda konsekvens måste anses orimlig.

Det fordrades därför fortsatta undersökningar, spec. från också de andra tilloppsområdena, för att afgöra, huruvida dessa ekvationer vore fullt säkra. Skulle då dessa uttryck bekräftas, torde man vara tvungen söka anledningen till att

tilloppsområdets förlustsiffra (x — y) sålunda ökades med minskad nederbörd uti grundvattensaflopp. Äfven detta stötte, såsom föredraganden visade, på den svårigheten, att, om då afdunstningen finge variera efter samma lag som för Noenområdet, grundvattensafloppet blefve större för mindre nederbörd, hvilket jämväl föreföll osannolikt, men dock möjligen kunde sättas i samband med våra leriga jordarters permeabilitetsförhållanden.

I hvarje fall visade de preliminära resultaten, att det icke fordrades någon så synnerligen stor minskning af medelnederbörden för att afloppslöshet borde inträffa, i det att årssiffror å nederbörden om 3—400 mm icke sällan förekommo, t. ex i Jönköping och Linköping, under nuvarande klimat, liksom också medelnederbörden på Öland och delar af Kalmar län icke äro så synnerligen mycket större.

I anslutning till föredraget yttrade sig hrr A. G. Högbom, G. De Geer, Gavelin, Hesselman, Sernander, S. Johansson och *föredraganden.*

Hr Gavelin hade med största intresse erfarit, att de hittills vunna resultaten af föredragandens omfattande viktiga undersökningar öfver nederbörd och afrinning inom Noenområdet gingo i samma riktning som talarens på geologiska grunder fotade slutsatser. Af största vikt blefve nu att erhålla afrinningssiffror äfven för det af talaren såsom periodvis afloppslöst befunna Vänstern-Kalfven-Frucken-området.

Ehuru talaren nog trodde, att man ifrån sistnämnda område kunde erhålla för det närmaste ändamålet användbara afrinningsvärden i kanalen vid Udden, ansåg han, att det för den fulla belysningen af de i hans afhandling behandlade frågorna skulle hafva varit lyckligt, ifall det på något sätt varit möjligt att kollationera värdena vid Udden med åtminstone ett par samtidiga mätningar (den ena vid lågvatten, den andra vid högvatten) vid Kvarnarp. Utom önskvärdheten i och för sig att få ett så direkt mått som möjligt på de minsta förskjutningar, som kräfvas för inträdandet af afloppslöshet hos sjösystemet, vore en sådan kollationering önskvärd af två speciella skäl: 1) Sjön Fruckens nivå bestämmes till en ringa del (bortåt 1,5 meter) af uppdämning genom torf i sjöns södra ände, och ehuru förhållandena, så vidt talaren nu kunde erinra sig, inom detta uppdämmande torfparti talade emot någon nämnvärd vattencirkulation ifrån Frucken genom torfgebitet, funnes dock måhända *möjlighet* för en sådan (t. ex. vid högvatten). 2) Genom talarens undersökningar vore det så godt som steg för steg konstaterat, att det fordom afloppslösa sjösystemet be-

gränsades af fast berg eller, på några ställen, af hårdt packad morän och issjölera. Blott på ett enda ställe (strax Ö. om Kvarnarppasset) ginge en helt liten rullstensås ifrån den torfmark, genom hvilken afloppsån slingrar sig, och ned mot Noen under sådana förhållanden, att möjligheten af en af åsen tilltäppt lägre ränna i berget ej vore utesluten. Talaren hade icke sett något indicium på en vatteninfiltration i denna ås ifrån sjösystemet och hölle af flera skäl en sådan för osannolik, men han ansåg det dock f. n. omöjligt att bestämt förneka, att en sådan skulle kunna äga rum vid högt vattenstånd. Några jämförelsemätningar — ifall sådana kunna anställas — vid Kvarnarp borde kunna belysa denna fråga.

För bedömandet af hvilka förskjutningar i nederbörd och afdunstning (+ underjordiskt aflöde från vattenområdet) som kräfvas för uppkomsten af afloppslöshet för vissa sjöar äfvensom för förståelsen af det faktum, att andra närliggande och under samma klimatförhållanden befintliga sjöar samtidigt icke blifva afloppslösa, finge gifvetvis äfven sådana omständigheter inom resp. dräneringsområden tagas i beaktande som beskaffenhet och fördelning af berg och lösa jordslag, vegetationen, m. m. Särskildt ville talaren i detta samband interpellera närvarande specialister, huruvida man hade material att afgöra, hvilken inverkan som inträdandet af en torrperiods klimatförhållanden skulle utöfva på den *relativa* vattenmängd, som då afrunne från en torfyta. Om, såsom inom Vänstern-Fruckens hela dräneringsområde varit förhållandet, massor af förut sanka kärr förvandlas till skogsmark, så minskas tydligtvis å ena sidan insolationen på kärrytorna och försvagas likaledes vindarnas inverkan, genom hvilka båda omständigheter afdunstningen ifrån kärrytorna måste något minskas. Men i gengäld kommer ju skogen att upptaga vatten. Talaren hade för sin del haft den föreställningen, att sistnämnda faktor möjligen skulle mer än uppväga de i motsatt riktning verkande, så att utvandringen af skog på de förut trädlösa kärren skulle åstadkomma, att en ringare del af den på dem fallande nederbörden komme vattendraget tillgodo än förut. Om så vore förhållandet i någon afsevärd grad, skulle denna omständighet äfven medverka till uttorkningen, och en ännu mindre förskjutning af klimatfaktorerna erfordras för inträde af afloppslöshet inom vissa dräneringsområden med särskildt stor procent kärr- och mossmark. Faktiskt upptoge sådana kärrmarker inom det fordom afloppslösa Vänstern-dräneringsområdet en mycket större del af arealen än inom Noenområdet i dess helhet. Därest skogens utvandring på kärrmarkerna verkligen skulle kunna utöfva någon afsevärdt uttorkande inverkan, skulle alltså äfven denna omständighet i sin mån bidraga till att göra Vänstern-sjösystemet periodiskt afloppslöst, utan att detta nödvändigt behöft blifva fallet med Noenområdet i dess helhet.

Hr HESSELMAN ville som svar på hr GAVELINS interpellation till botanisterna meddela några resultat ur skogsförsöksanstaltens pågående undersökningar öfver skogarnas försumpning. Vid Lesjöfors bruk i Värmland hade försöksanstalten anlagt ett försöksfält i en svagt försumpad lid, bevuxen med dålig granskog. För c:a 60 år sedan hade

på denna lid inom ett område af ett par hektar planterats lärk, som utvecklat sig synnerligen väl. Produktionen har uppskattats till c:a 7 kbm per år och hektar, medan granskogen producerar omkring 1 kbm. I marken under lärkbeståndet sjunker grundvattnet under sommaren mycket starkare än i omgifvande granskogbevuxna mark. Skillnaden kan uppgå till omkring 1 m., i synnerhet på försommaren, då lärkens transpiration är liflig. Under vintern är skillnaden mellan grundvattenståndet i lärkskogen och granskogen obetydlig. Här har man sålunda ett exempel på att en lifligt växande vegetation kan sänka grundvattenståndet och således påverka afrinningen. Andra försök, som för närvarande pågå i Pite kronopark i Norrbotten, synas ge vid handen, att i de granskogar, som man plägar kalla för oväxtliga eller svagt växtliga, vattenförbrukningen är så obetydlig, att skogen ej sänker grundvattensståndet. Undersökningarna äro emellertid ej afslutade, så att något bestämdt uttalande kan för närvarande ej göras. Talaren ville hålla för troligt, att den skog, som under subboreal tid funnits på våra mossar, knappast kunnat öka deras afdunstning jämfördt med en nutida kal mosses. En svagt växande skog förbrukar jämförelsevis ringa mängder med vatten, men beskuggar marken, hvars afdunstning därigenom nedsättes. En del andra undersökningar vid försöksanstalten hade dessutom visat, att en i ytan blöt mosse torde afdunsta lika mycket som en vattenyta, men att en i ytan mera torr mosse afdunstar högst afsevärdt mycket mindre. En närmare redogörelse för dessa undersökningar kommer att inflyta i skogsförsöksanstaltens meddelanden.

Hr Sernander: För uppfattningen af afdunstningsförhållandena från de växtsamhällen, ur hvilka de subboreala uttorkningshorizonterna framgått, är det att anmärka, att de ej sällan bildats af *Betula odorata—Alnus glutinosa*-skogar och äfven af tämligen växtliga tallskogar, hvilkas transpiration torde varit afsevärd.

Talaren uttryckte sin stora tacksamhet till dr Wallén och Hydrografiska Byrån för den för uppfattningen af vår postglaciala klimathistoria grundläggande undersökning öfver villkoren för uppkomsten af afloppslösa sjöar, som nu igångsatts. Han ville framställa en vädjan till Hydrografiska Byrån att i denna sin undersökning inrycka en studie öfver de helt säkert ganska talrika sjöar inom landet, som nu stodo afloppslösa. Genom sommarens och höstens ringa nederbörd och höga temperatur hade vattenytan i vissa sjöar denna höst bragts under passpunkten. Det såg ut som om detsamma skulle inträffat äfven det stora värmeåret 1901 med dess subboreala klimattyp. Så t. ex. stod vattnet i den just nu afloppslösa Valloxen i Uppland under passpunkten hela hösten 1901 och större delen af vintern 1901—1902, medan den nedanför liggande Säbysjön hvarken då sjönk ner under afloppströskeln eller nu tyckes komma att göra det.

Hr Hesselman ville gentemot hr Sernanders yttrande, att en »Bruchwald» sannolikt ökar mossens afdunstning, gärna medge detta, men om den tallskog, som i många fall vuxit på mossarna, ökat afdunstningen, vore väl mera osäkert.

Hr S. JOHANSSON framhöll, att den af hr WALLÉN uppvisade mycket stora korrelationen mellan årsnederbördens storlek och afrinningsprocenten syntes större, än man egentligen vore berättigad antaga den vara, ty en faktor, som icke här medtagits, nämligen nederbördens fördelning under året, spelade en mycket stor roll. Om t. ex. nederbörden kommer såsom regnskurar med mellanliggande torkperioder, stannar den kvar i de ytligaste jordlagren och afdunstar hastigt vid torr väderlek; samma nederbördsmängd åter, samlad till ett större regn, räcker att genomfukta jordlagren till ett större djup och undandrages därigenom afdunstningen samt kommer i stället att afrinna som grundvatten.

Sekreteraren anmälde för intagande i Förhandlingarna:

JOH. CHR. MOBERG: Nya bidrag till kännedomen om Sveriges silurcirripeder.

HANS W:SON AHLMANN: The morphology of the Arpojaure, a postglacial lake in Torne Lappmark.

OTTO GERTZ: Fossila zoocecidier å kvartära växtlämningar.

Vid mötet utdelades n:o 299 af Förhandlingarna.

Die Schleifhärte der Feldspate.

Von

P. J. Holmquist.

Nachdem es sich erwiesen hatte, dass die Methode, mittels gegenseitigen Abschleifens von Spaltstücken und Kristallen den relativen Abnutzungswiderstand der Minerale zu bestimmen, genaue Resultate lieferte und leicht zu handhaben war,[1] schien es mir von Interesse, die Härtevariation einer isomorphen Mischungsreihe mit dieser Methode zu untersuchen. Dabei lag es nahe, die Feldspate zuerst zu prüfen, weil sie meistens in genügend grossen Kristallen erhalten werden können, und weil ihre chemische Zusammensetzung und die physikalischen Eigenschaften genau bekannt und von besonderer Wichtigkeit für die Isomorphielehre sind.

Das *Material* für die Untersuchung erhielt ich z. T. aus den Sammlungen der hiesigen Technischen Hochschule, ferner durch Einkauf aus der Krantz'schen Sammlung und dem Mineralien-Comptoir von Grebel, Wendler & Cie in Genf. Sehr wertvolle Exemplare von Albit, Oligoklas und Labrador erhielt ich aus dem Kgl. Schwed. Reichsmuseum und den Mineralogischen Instituten der Stockholms Högskola und der Universität in Kristiania durch das gütige Entgegenkommen der Herren Professoren Hj. Sjögren, H. Bäckström und W. C. Brögger. In sehr bereitwilliger und freundlicher Weise hat mir Herr Professor W. Luczizky in Warschau Handstücke der grobkristallinischen Norite aus Südrussland gesandt und

[1] Geol. Fören. Förh., Bd. 23 (1911): 281.

Angaben über die Zusammensetzung ihrer prachtvollen Labradorfeldspate mitgeteilt. Bei der Auswahl von Material hat mir auch Dr. G. FLINK freundlichst geholfen. Für all diese Unterstützung möchte ich hiermit meinen wärmsten Dank aussprechen.

Die *Ausführung der Schleifversuche* habe ich nur in einigen Hinsichten etwas verändert. Es hatte sich als nötig erwiesen, das käufliche Karborundumpulver durch Abschlämmen von eingemengten gröberen Körnern und kolloidalen Massen zu reinigen, um dadurch ein homogenes und in allen Versuchen gleiches Schleifmittel gebrauchen zu können. Im allgemeinen bestand bei den im Folgenden angeführten Versuchen das Schleifmittel aus Körnern von 0.006—0.012 *mm* und sehr scharfeckigen Formen. Anfänglich liess ich jeden Versuch 10—20 Minuten fortdauern. Später beschränkte ich die Zeit auf 10 Minuten und fand es dann nach einiger Übung möglich, eine hohe Gleichmässigkeit bei dem Schleifen zu erzielen. So verlor beim Versuch 5 (Quarz gegen Albit) der Quarz bei sechs auf einander folgenden Abschleifungen, die jedesmal 10 Minuten dauerten, bezw. 2.6, 3.5, 3.7, 3.8, 3.7, 3.4 *mg* an Gewicht.

Bei der Untersuchung der Feldspate trat eine Konstanz der Schleifresultate oftmals nicht sofort ein, sondern erst nach dem vierten oder fünften Versuch. Besonders zeigten die (001)-Flächen ein solches Verhalten, und bisweilen schwankten die Werte, nämlich falls die Basisebene Perlmutterglanz hatte, ziemlich stark. Im Ganzen waren aber schon die ersten Resultate, die ich mit den Feldspaten erhielt, überraschend regemässig.

I. Adular.

Von diesem Feldspat standen mir einige schöne, klar durchsichtige Stücke zur Verfügung. Auf den beiden Spaltflächen waren aber Andeutungen eines perlmutterartigen Glanzes vorhanden, ein Zeichen dafür, dass schon Spalten parallel den

Tabelle 1.

Adular gegen *Quarz.*

$Vd_2 : Vd_1$ gibt das Verhältnis der Verluste in Volumen berechnet an. *H* ist die Härte (Abnutzungswiderstand), bezogen auf den Wert 1000 für die (0001)-Fläche des Quarzes. Korngrösse des Schleifpulvers (Karborundum) 0,006—0,012 *mm*. Dauer jedes Schleifversuches 10 Minuten.

Quarz auf (0001)		Adular ⊥ (001) : (010)		Quarz: Sp. G. = 2.65 Adular: » » = 2.57			
Gewicht	Verlust: D_1	Gewicht	Verlust: D_2	$D_2 : D_1$	Mittel	$Vd_2 : Vd_1$	*H*
3.4916 *g*	0.0034 *g*	3.5647 *g*	0.0056 *g*	(1.65)			
3.4882 »	0.0034 »	3.5591 »	0.0077 »	2.26			
3.4848 »	0.0040 »	3.5514 »	0.0089 »	2.22	2.24	2.31	433
3.4808 »	0.0035 »	3.5425 »	0.0077 »	2.20			
3.4773 »	0.0044 »	3.5348 »	0.0100 »	2.27			
3.4729 »		3.5248 »					
Quarz auf (0001)		Adular auf (001)					
3.4729 *g*	0.0048 *g*	3.5248 *g*	0.0207 *g*	4.31			
3.4681 »	0.0037 »	3.5041 »	0.0184 »	5.00	5.02	5.18	193
3.4644 »	0.0035 »	3.4857 »	0.0177 »	5.06			
3.4609 »	0.0034 »	3.4680 »	0.0191 »	5.71			
3.4575 »		3.4489 »					
Quarz auf (0001)		Adular auf (010)					
3.4575 *g*	0.0038 *g*	3.4489 *g*	0.0099 *g*	2.61			
3.4537 »	0.0039 »	3.4390 »	0.0086 »	(2.21)			
3.4498 »	0.0023 »[1]	3.4304 »	0.0048 »[1]	(2.09)	2.55	2.63	380
3.4475 »		3.4256 »					
3·4097 »	0.0040 »	3.4022 »	0.0097 »	2.42			
3.4057 »	0.0042 »	3.3925 »	0.0110 »	2.62			
3.4015 »		3.3815 »					

[1] Diese Werte sind durch Schleifen während nur 5 Minuten erhalten. Wegen Abfallens kleiner Fragmente von dem Quarzprobestück wurden beide Stücke neugeschliffen und ihre Ecken und Kanten abgerundet. Die in Klammern gesetzten Zahlen wurden beim Berechnen der Mittelwerte ausgeschlossen.

Spaltrichtungen sich geöffnet hatten. Beim Schleifen auf der (0001)-Fläche des Quarzes (*Tab. 1*) zeigten die Werte für die (001)-Fläche des Adulars ein starkes Schwanken, und auch bei der (010)-Fläche tritt dieselbe Unstetigkeit hervor. Senkrecht auf den Spaltrichtungen wurde dagegen eine Konstanz bald erreicht. Die erhaltenen Werte für die Härte weichen von den bei meinen früheren Versuchen[1] gefundenen sehr bedeutend ab, nämlich:

Härtezahl	bei den jetzigen	früheren Versuchen	Variation bei den jetzigen Versuchen.
für (001)	193	316	225—170
» (010)	380	478	464—370
» ⊥ (001) : (010)	433	493	441—414[2]

Die Ursache der bedeutenden Variation bei den Werten für (001) und (010) im Adular muss ohne Zweifel in der hoch entwickelten Spaltbarkeit dieses Minerals gesucht werden. Auch in anderen später zu erwähnenden Fällen hat es sich gezeigt, dass auf Flächen, denen parallel eine ausgeprägte mit Perlmutterglanz verbundene Spaltbarkeit vorhanden ist, beim fortgesetzten Schleifen die spezifischen Gewichtsverluste bis zu einem Maximum zunehmen. Wird dann die Fläche auf einer Eisenscheibe rasch neugeschliffen, so erhält man bei erneutem Versuch zuerst kleinere Werte, nach und nach aber wieder grössere. Die Beanspruchung der Spaltflächen bei der Schleifprobe besteht ausser in dem Abreissen sehr kleiner Fragmente wahrscheinlich in einer Auflockerung tiefer liegender Spaltschichten, wodurch die Kristallsubstanz für die späteren Prüfungen gewissermassen weicher geworden ist. Der erste Wert repräsentiert also nicht die totale Einwirkung des Schleifens auf diese Kristallsubstanz. Als störendes Moment spielt auch die im Kristall schon vorhandene Auflockerung

[1] L. c., Seite 305.

[2] Der erste Wert für $D_2 : D_1$ (1.65) ist in der Variation nicht mit einbegriffen.

parallel den Spaltflächen mit, die sich durch den Perlmutterglanz verrät und eine sprungweise Erniedrigung des Abnutzungswiderstandes verursacht.

Den von mir früher angegebenen Werten für den Abnutzungswiderstand des Adulars lagen nur wenige Bestimmungen zugrunde.[1] Das bei jenen Versuchen angewandte Schleifmittel enthielt auch eingemengte grössere Körner, wodurch eine bedeutend kräftigere Abnutzung der Probestücke bewirkt wurde.

II. Mikroklin.

Zur Untersuchung benutzte ich ein Spaltstück von blassrotem Mikroklin aus Ytterby. Derselbe hat nach I. Nordenskjöld[2] eine Zusammensetzung von ungefähr $Or_{75}Ab_{25}$. Sein *spezifisches Gewicht* betrug *2.56*. Die Dünnschliffe zeigen, dass wenigstens ein Teil des Albitgehalts in der Form von perthitischen Albitschnüren in die Mikroklinsubstanz mechanisch eingemengt ist. Wieviel Albitsubstanz der Mikroklin als isomorphe Beimischung enthielt, blieb also unbestimmt. Die Spaltbarkeit, wiewohl sehr vollkommen, war doch weniger ausgeprägt als beim Adular. Ein Perlmutterglanz fehlte, und die Pelluzidität war die den Pegmatitfeldspaten eigene, d. h. die Substanz war als ein wenig opak und nur kantendurchscheinend zu bezeichnen.

Die Schleifversuche zeigten (*Tab. 2*) ein viel regelmässigeres Verhalten als beim Adular. Die Durchschnittswerte der beiden Substanzen stimmen aber sehr gut überein, und die Härtezahlen sind daher nur wenig verschieden. Diese Übereinstimmung ist um so bemerkenswerter, als die innere Struktur, die Herkunft und Bildungsweise des Mikroklins sehr verschieden von denjenigen des Adulars sind.

---

[1] L. c., Seite 290.

[2] Der Pegmatit von Ytterby. Bull. of the Geol. Institut of Upsala. Vol. IX (1908).

Tabelle 2.

Mikrolin gegen *Quarz.*

Die Bezeichnungen sind dieselben wie in der vorigen Tabelle. Korngrösse des Schleifpulvers und Dauer der Versuche gleichfalls wie im vorigen Falle.

Quarz auf (0001)		Mikroklin auf (001)		Quarz: Sp. G. = 2.65 Mikroklin: » » = 2.56			
Gewicht	Verlust: D_1	Gewicht	Verlust: D_2	$D_2 : D_1$	Mittel	$Vd_2 : Vd_1$	*H*
3.1909 *g*	0.0052 *g*	5.5977 *g*	0.0250 *g*	4.81			
3.1857 »	0.0065 »	5.5727 »	0.0320 »	4.92			
3.1792 »	0.0048 »	5.5407 »	0.0217 »	4.52	4.69	4.86	*206*
3.1744 »	0.0059 »	5.5190 »	0.0267 »	4.54			
3.1685 »	0.0061 »	5.4923 »	0.0286 »	4.69			
3.1624 »		5.4637 »					
Quarz auf (0001)		**Mikroklin auf (010)**					
3.1624 *g*	0.0054 *g*	5.4466 *g*	0.0151 *g*	(2.80)			
3.1570 »	0.0064 »	5.4315 »	0.0159 »	2.48			
3.1506 »	0.0060 »	5.4156 »	0.0153 »	2.55	2.57	2.66	*374*
3.1446 »	0.0060 »	5.4003 »	0.0159 »	2.65			
3.1386 »	0.0054 »	5.3844 »	0.0141 »	2.61			
3.1332 »		5.3703 »					
Quarz auf (0001)		**Mikroklin ⊥ (001) : (010)**					
3.1332 *g*	0.0044 *g*	5.3703 *g*	0.0097 *g*	2.20			
3.1288 »	0.0038 »	5.3606 »	0.0079 »	2.08	2.13	2.21	*454*
3.1250 »	0.0048 »	5.3527 »	0.0102 »	2.12			
3.1202 »	0.0039 »	5.3425 »	0.0083 »	2.13			
3.1163 »		5.3342 »					

III. Sanidin.

Die Sanidine, über welche ich verfügte, stammten aus dem bekannten Vorkommen bei Drachenfels. Dieselben eignen sich wegen ihrer Brüchigkeit und ihres Reichtums an Einschlüssen nicht besonders gut zu Härtebestimmungen. Durch Kochen

Tabelle 3.

Sanidin gegen *Quarz.*

Bezeichnungen und Verfahren beim Schleifen wie vorher angegeben.

Quarz auf (0001)		Sanidin auf (001)		Quarz: Sp. G. = 2.65 Sanidin: » » = 2.58			
Gewicht	Verlust: D_1	Gewicht	Verlust: D_2	$D_2 : D_1$	Mittel	$Vd_2 : Vd_1$	*H*
3.3078 *g*		5.7036 *g*					
3.2971 »	0.0107 *g*	5.6675 »	0.0361 *g*	(3.37)			
3.2870 »	0.0101 »	5.6219 »	0.0456 »	4.51	4.45	4.57	*219*
3.2765 »	0.0105 »	5.5758 »	0.0461 »	4.39			
3.2647 »	0.0118 »	5.5293 »	0.0465 »	(3.94)			
Quarz auf (0001)		Sanidin auf (010)					
3.2647 *g*		5.5293 *g*					
3.2536 »	0.0111 *g*	5.4890 »	0.0403 *g*	3.63			
3.2394 »	0.0142 »	5.4359 »	0.0531 »	3.74	3.67	3.77	*265*
3.2252 »	0.0142 »	5.3760 »	0.0599 »	(4.22)			
3.2137 »	0.0115 »	5 3340 »	0.0420 »	3.65			
Quarz auf (0001)		Sanidin ⊥ (001):(010)					
3.2137 *g*		5.3340 *g*					
3.2089 »	0.0048 *g*	5.3221 »	0.0119 *g*	2.48			
3.2032 »	0.0057 »	5.3080 »	0.0141 »	2.47	2.51	2.59	*388*
3.1968 »	0.0064 »	5.2907 »	0.0173 »	(2.70)			
3.1909 »	0.0059 »	5.2755 »	0.0152 »	2.58			

in Kanadabalsam konnte aber die Festigkeit des Probestückes bedeutend verbessert werden. Die in den Schleifflächen sichtbaren Einschlüsse, welche aus dunklen Mineralkörnern bestanden, wurden durch Bohren mit einer Präpariernadel entfernt. Die Spaltbarkeit war weniger hervortretend als die der Querfläche annähernd parallele unregelmässige Absonderung. Das spezifische Gewicht schwankte wegen der Anwesenheit von mineralischen Einschlüssen und Gasporen nicht unbedeutend.

Die reinsten kleinen Fragmente zeigten in der Thoulet'schen Flüssigkeit das *spez. Gewicht 2.582*.

Von den Drachenfels-Sanidinen sind 5 chemische Analysen veröffentlicht worden.[1] Laut derselben ist die *chemische Zusammensetzung* durch einen bedeutenden Gehalt an Natron charakterisiert. Die in verhältnismässig späterer Zeit, nämlich von SCHMIDT[2] und LEMBERG[3] ausgeführten Analysen zeigen 8.00—9.31 % K_2O und 4.67—4.52 % Na_2O nebst 1.49—0.76 % CaO, welche Zahlen einer isomorphen Mischung von ziemlich nahe $Or_1(Ab,An)_1$ entsprechen. Das eigentümliche Verhalten, welches der Sanidinfeldspat bei der Härteprüfung im Vergleich mit den anderen *Or-Ab*-Feldspaten aufweist (vergl. *Tab. 3* und das graphische Schema auf S. 429), macht eine nähere Untersuchung der Schleifhärte der natronreichen Sanidine sehr wünschenswert.

IV. Natronorthoklas.

Zur Untersuchung benutzte ich Spaltstücke von einem Natronorthoklas aus Fredriksvärn in Norwegen. Dieselben hatten grauschwarze Farbe und glänzende Spaltflächen. Im ganzen ist diese schöne Feldspatart auch sehr homogen, aber hier und da erscheinen (besonders in den (010)-Flächen) hellfarbige Adern von perthitisch eingeflochtenem Plagioklas. Die Spaltbarkeit war sehr ausgeprägt und besonders die der (001)-Fläche mit Rissigkeit oder Aufblätterung verbunden. Das *spez. Gewicht* betrug *2.584*. Dieser Feldspat entstammt den geologisch zusammengehörigen Vorkommen von Natronorthoklas, Natronmikroklin, Mikroperthit und Kryptoperthit des Fredriksvärn—Laurvikgebietes in Süd-Norwegen, deren Zusammensetzung zufolge BRÖGGER[4] das Mischungsverhältnis

[1] C. HINTZE: Handbuch der Mineralogie.
[2] Tscherm. Mitth., N. F. 4 (1882): 12.
[3] Z. d. d. geol. Ges. 35 (1883): 603.
[4] Zeitschr. f. Kryst. XVI (1890): 529.

Tabelle 4.

Natronorthoklas gegen *Quarz.*

Bezeichnungen wie vorher. Die Zeit für jeden Schleifversuch schwankte zwischen ungefähr 10 bis 20 Minuten.

Quarz auf (0001)		Natronorthoklas auf (010)		Quarz: Sp. G. = 2.65 Natronorthoklas: Sp. G. = 2.58			
Gewicht	Verlust: D_1	Gewicht	Verlust: D_2	$D_2 : D_1$	Mittel	$Vd_2 : Vd_1$	*H*
4.1406 *g*		8.7580 *g*					
	0.0086 *g*		0.0194 *g*	2.26			
4.1320 »		8.7386 »					
	0.0099 »		0.0224 »	2.26			
4.1221 »		8.7162 »					
	0.0103 »		0.0248 »	(2.41)			
4.1118 »		8.6914 »			2.26	2.32	*431*
		8.5765 »					
	0.0050 »		0.0112 »	2.24			
4.1068 »		8.5653 »					
	0.0130 »		0.0294 »	2.26			
4.0938 »		8.5359 »					
Quarz auf (0001)		**Natronorthoklas auf (001)**					
4.0938 *g*		8.5359 *g*					
	0.0024 *g*		0.0089 *g*	(3.71)			
4.0914 »		8.5270 »					
	0.0074 »		0.0208 »	2.81			
4.0840 »		8.5062 »					
	0.0075 »		0.0210 »	2·80			
4.0765 »		8.4852 »					
	0.0085 »		0.0227 »	2.67	2.74	2·81	*355*
4.0680 »		8.4625 »					
	0.0055 »		0.0170 »	(3.10)			
4.0625 »		8.4455 »					
		8.4159 »					
	0.0074 »		0.0198 »	2.68			
4.0551 »		8.3961 »					
	0.0046 »		0.0135 »	(2.93)			
4.0505 »		8.3826 »					
Quarz auf (0001)		**Natronorthoklas ⊥ (001) : (010)**					
4.0505 *g*		8.3826 *g*					
	0.0038 *g*		0.0072 *g*	1.89			
4.0467 »		8.3754 »					
	0.0085 »		0.0151 »	1.78	1.87	1.92	*521*
4.0382 »		8.3603 »					
	0.0037 »		0.0070 »	1·89			
4.0345 »		8.3533 »					
	0.0069 »		0.0131 »	1·90			
4.0276 »		8.3402 »					

$Or_{40}Ab_{60}$ nahezu konstant aufweist. Ein Teil des Natrongehalts des von mir untersuchten Natronorthoklases aus Fre-

driksvärn ist als Albit in den ausgeschiedenen Perthitlamellen vorhanden. Die Hauptmasse muss aber als kryptoperthitische oder isomorphe Mischung, möglicherweise auf diese beiden Weisen, der Orthoklassubstanz beigemischt sein.

Schon beim Anschleifen eines Spaltstückes zur Anfertigung des Probestückes machte sich die grössere Härte dieser Feldspatart deutlich bemerkbar. Aus der *Tabelle 4* und dem graphischen Schema (S. 429) findet man, dass unter den Feldspaten nur der Albit den Natronorthoklas an Härte übertrifft. Die durchschnittliche Härte scheint sogar ein wenig höher beim letzteren zu sein. Dieses Verhalten ist um so bemerkenswerter, als der ähnlich zusammengesetzte Sanidin zu den weichsten Feldspatarten gehört.

V. Albit (aus *Ruschuna*, in Graubünden).

Die schönen Albitkristalle von Schmirn in Tirol, die ich zuerst für Schleifversuche gebrauchte, konnten leider nur in kleinen Kristallen erhalten werden, und da sie fast nur als Karlsbaderzwillinge auftreten, war die Prüfung auf (001) und ⊥ (001) : (010) fast unmöglich. Mit einem Kristall von nur 0.3—0.2 *g* Gewicht erhielt ich beim Schleifen auf (010) gegen Quarz auf (0001) eine Reihe gut übereinstimmender Werte, die zu der *Härtezahl* **386** für (010) führte,[1] welches Resultat sich als zuverlässig erwiesen hat.

Später erhielt ich vom Mineralien-Comptoir in Genf Handstücke mit prachtvollen Drusen von wasserklaren Albitkristallen, die eine bedeutende Grösse hatten und, wenn auch im allgemeinen nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt, doch in einfachen Kristallen oder hinreichend grossen Spaltstücken erhalten werden konnten. Die Drusen stammten der Angabe nach aus einem neu entdeckten Vorkommen bei *Ruschuna* bei Vals in Graubünden. Das *spez. Gewicht*, mittels Thoulet'scher

[1] Dieser Wert ist in dem graphischen Schema (Seite 429) dicht über dem Härtepunkt für (010) des Ruschunaalbites eingetragen.

Lösung und der Westphalschen Wage bestimmt, betrug *2.622*. Die Kristalle waren gleich denjenigen von Schmirn tafelig nach (010) entwickelt und zeigten nach der (001)-Fläche eine sehr vollkommene Spaltbarkeit. Die Durchgänge nach (010 traten weniger hervor. Von einer Aufblätterung nach den Spaltflächen war wenig zu sehen, und die Einwirkung der Spaltbarkeit auf die Schleifversuche erschien nicht so störend wie z. B. bei dem Adular.

Im Polarisationsmikroskop wurde die *optische Auslöschung* in Spaltblättchen parallel (001) zu 4—6° und parallel (010) zu 18—20° bestimmt. Die optischen Daten wie auch das spez. Gewicht stimmen also mit den für den Albit charakteristischen gut überein.

Die Ergebnisse der Härteprüfungen mit dem Albit von Ruschuna sind in der *Tabelle 5* enthalten. Bemerkenswert ist besonders der hohe Wert des Abnutzungswiderstandes beim Schleifen senkrecht zu den beiden Spaltflächen des Albites. Auch in den Spaltflächen ist die Schleifhärte des Albits höher als in entsprechenden Richtungen der meisten anderen Feldspate, wiewohl der Unterschied hier kleiner ist.

Die erhaltenen Werte (*Tab. 5*) stimmen, wie ersichtlich, gut überein. Auch in der (001)-Fläche ist die von der Spaltbarkeit herrührende Unstetigkeit der relativen Gewichtsverluste in diesem Falle sehr mässig.

VI. Albit (aus *Gellivara*).

Schöne grosse Spaltstücke eines Albits von Gellivara erhielt ich aus den Sammlungen des Kgl. Schwedischen Reichsmuseums. Sie waren von weissgrauer Farbe mit einem Stich ins Rötliche und zeigten eine feine Zwillingslamellenstruktur nach dem Albitgesetz. Auf der Spaltfläche (001) erscheinen Perlmutterglanz und zugleich Spuren einer schwachen Biegung und Quetschung der Substanz. Auch die Fläche (010) zeigte derartige Spuren,

Tabelle 5.

Albit aus *Ruschuna* gegen *Quarz*.

Dauer jedes Schleifversuches 10 Minuten.

Quarz auf (0001)		Albit auf (001)		Quarz: Sp. G. = 2.65 Albit: » » = 2.62			
Gewicht	Verlust: D_1	Gewicht	Verlust: D_2	$D_2 : D_1$		$Vd_2 : Vd_1$	*H*
					Mittel		
3.1163 g		2.1366 g					
	0.0022 g		0.0089 g	4.05			
3.1141 »		2.1277 »					
	0.0023 »		0.0090 »	3.91			
3.1118 »		2.1187 »					
	0.0028 »		0.0115 »	4.11	3.94	3.99	*251*
3.1090 »		2.1072 »					
	0.0030 »		0.0114 »	3.80			
3.1060 »		2.0958 »					
	0.0034 »[1]		0.0131 »[1]	3·85			
3.1026 »		2.0827 »					
Quarz auf (0001)		Albit auf (010)					
3.1026 g		2.0827 g					
	0.0040 g		0.0103 g	2.58			
3.0986 »		2.0724 »					
	0.0047 »		0.0123 »	2.62	2.60	2.63	*380*
3.0939 »		2.0601 »					
	0·0058 »		0.0147 »	(2.53)[2]			
3·0881 »		2.0454 »					
Quarz auf (0001)		Albit ⊥ (001) : (010)					
3.4015 g		2.1968 g					
	0.0026 g		0.0042 g	1.62			
3.3989 »		2.1926 »					
	0.0035 »		0.0056 »	1.60			
3.3954 »		2.1870 »					
	0.0037 »		0.0060 »	1·62			
3.3917 »		2.1810 »			1.61	1.63	*614*
	0.0038 »		0.0057 »	(1.50)			
3.3879 »		2.1753 »					
	0.0037 »		0.0059 »	1.60			
3.3842 »		2.1694 »					
	0.0034 »		0.0055 »	1.62			
3.3808 »		2.1639 »					

aber weniger deutlich. Infolge dieses Umstandes waren die Spaltflächen schimmernd und wenig glänzend. Übrigens schien dieser Albit von vorzüglicher Reinheit zu sein. Nach den

[1] Die angeschliffene (0001)-Fläche dieses Quarzkristalles war anfangs etwas krumm. Daher steigen die Gewichtsverluste, weil die Kontaktfläche während des Schleifens sich vergrösserte.

[2] Dieser Wert wurde wegen einer vermuteten kleinen Beschädigung des Quarzkristalles beim Berechnen des Mittelwertes ausgeschlossen.

Tabelle 6.

Albit von *Gellivara* gegen *Quarz.*

Dauer jedes Schleifversuches 10 Minuten. Die in der Tabelle zuletzt aufgeführten vier Bestimmungen sind bei Verwendung eines gröberen Schleifpulvers erhalten worden.

Quarz auf (0001)		Albit auf (010)		Quarz: Sp. G. = 2.65 Albit: » » = 2.61			
Gewicht	Verlust: D_1	Gewicht	Verlust: D_2	$D_2 : D_1$	Mittel	$Vd_2 : Vd_1$	*H*
3.3246 *g*		7.2474 *g*					
	0.0084 *g*		0.0253 *g*	(3.01)	3.24	3.29	*304*
3.3162 »		7.2221 »					
	0.0084 »		0.0272 »	3.24			
3.3078 »		7.1949 »					
Quarz auf (0001)		Albit ⊥ (001) : (010)					
3.3808 *g*		7.3554 *g*					
	0.0061 *g*		0.0110 *g*	1.80			
3.3747 »		7.3444 »					
	0.0058 »		0.0108 »	1.86			
3.3689 »		7.3336 »					
	0.0053 »		0.0101 »	1.91			
3.3636 »		3.3235 »					
	0.0055 »		0.0108 »	1.96	1.92	1.95	*513*
3.3581 »		7.3127 »					
	0.0080 »		0.0160 »	2.00			
3.3501 »		7.2967 »					
	0.0081 »		0.0157 »	1.94			
3.3420 »		7.2810 »					
	0.0105 »		0.0201 »	1.91			
3.3315 »		7.2609 »					
	0.0069 »		0.0135 »	1.96			
3.3246 »		7.2474 »					

gütigen Mitteilungen von Dr. G. Flink, der mit der Beschreibung dieser und anderer schwedischen Mineralien beschäftigt ist, haben diese Gellivara-Albite eine *chemische Zusammensetzung*, die der Formel $Ab_{95}An_5$ entspricht. Das *spez. Gewicht* betrug *2.6100*.

Wegen der etwas mangelhaften Beschaffenheit der (001)- und (010)-Flächen wurden mit dem Gellivara-Albit Schleifversuche hauptsächlich nur senkrecht zu (001) : (010) angestellt. Vor dem Versuch wurde das Probestück in Kanadabalsam gekocht. Die danach erhaltenen Werte zeigten eine sehr gute Übereinstimmung (*Tab. 6*). Aus der Tabelle und

Tabelle 7.

Albit von *Tammela* gegen *Quarz.*

Dauer jedes Schleifversuches 10—20 Minuten.

Quarz auf (0001)		Albit auf (001)		Quarz: Sp. G. = 2.65 Albit: » » = 2.64			
Gewicht	Verlust: D_1	Gewicht	Verlust: D_2	$D_2 : D_1$	Mittel	$Vd_2 : Vd_1$	*H*
3.9525 *g*	0.0095 *g*	13.3302 *g*	0.0384 *g*	(4.04)			
3.9430 »		13.2918 »					
		13.2516 »					
3.9388 »	0.0042 »	13.2336 »	0.0180 »	4.29	4.56	4.58	*219*
3.9340 »	0.0048 »	13.2104 »	0.0232 »	4.83			
Quarz auf (0001)		Albit auf (010)					
3.9340 *g*	0.0069 *g*	13.2098 *g*	0.0206 *g*	2.99			
3.9271 »	0.0088 »	13.1892 »	0.0254 »	2.89	2.95	2.96	*338*
3.9183 »	0.0109 »	13.1638 »	0.0325 »	2.98			
3.9074 »		13.1313 »					
Quarz auf (0001)		Albit ⊥ (001) : (010)					
3.9074 *g*	0.0055 *g*	13.1313 *g*	0.0119 *g*	2.16	2.14	2.15	*466*
3.9019 »	0.0081 »	13.1194 »	0·0172 »	2.12			
3.8938 »		13.1022 »					

dem graphischen Schema (S. 429) findet man, dass der kleine Gehalt von Anorthit den Abnutzungswiderstand des Albites wesentlich herabgesetzt hat.

VII. Albit (aus *Tammela* in Finnland).

Der Albit von Tammela, welchen ich aus der Sammlung des Kgl. Schwedischen Reichsmuseums erhielt, bestand aus Spaltstücken von weisser Farbe. Sie hatten eine splitterige Beschaffenheit und zerfielen leicht in scharfeckige kleine Stücke, deren Bruchflächen sich mehr oder weniger regelmässig durch-

Tabelle 8.

Oligoklas von Bamle gegen *Quarz.*

Dauer jedes Schleifversuches 10—20 Minuten.

Quarz auf (0001)		Oligoklas auf (001)		Quarz: Sp. G. = 2.65 Oligoklas: » » = 2.67			
Gewicht	Verlust: D_1	Gewicht	Verlust: D_2	$D_2 : D_1$	Mittel	$\sqrt{d_2} : \sqrt{d_1}$	*H*
3.8623 *g*	0.0040 *g*	13.3428 *g*	0.0151 *g*	(3.78)			
3.8583 »	0.0056 »	13.3277 »	0.0234 »	4.18			
3.8527 »	0.0044 »	13.3043 »	0.0193 »	4.39			
3.8483 »	0.0059 »	13.2850 »	0.0271 »	4.59	4.31	4.28	*234*
3.8424 »	0.0044 »	13.2579 »	0.0174 »	(3.95)			
3.8380 »	0.0044 »	13.2405 »	0.0188 »	4.27			
3.8336 »	0.0020 »	13.2217 »	0.0082 »	4.10			
3.8316 »		13.2135 »					
Quarz auf (0001)		Oligoklas auf (001)					
3.8316 *g*	0.0109 *g*	13.2135 *g*	0.0402 *g*	3.69			
3.8207 »		13.1733 »					
	0.0077 »	13.1717 »	0.0267 »	3.47			
3.8130 »	0.0069 »	13.1450 »	0.0239 »	3.46			
3.8061 »	0.0053 »	13.1211 »	0.0189 »	3.57			
3.8008 »	0.0053 »	13.1022 »	0.0197 »	3.72	3.66	3.63	*275*
3.7955 »	0.0061 »	13.0825 »	0.0236 »	3·87			
3.7894 »	0.0044 »	13.0589 »	0.0168 »	3.82			
3.7850 »	0.0062 »	13.0421 »	0·0227 »	3·66			
3.7788 »	0.0030 »	13.0194 »	0.0120 »	(4.00)			
3.7758 »		13.0074 »					
Quarz auf (0001)		Oligoklas ⊥ (001) : (010)					
3 7758 *g*	0·0061 *g*	13.0057 *g*	0.0140 *g*	2.30			
3.7697 »	0.0052 »	12.9917 »	0.0110 »	2.12	2.24	2.22	*450*
3.7645 »	0.0044 »	12.9807 »	0.0101 »	2.30			
3.7601 »	0·0075 »	12.9706 »	0.0169 »	2.25			
3.7526 »		12.9537 »					

kreuzten. Von den Spaltflächen zeigte die (001)-Fläche Perlmutterglanz und neigte zur Ablösung kleiner Spaltblätter. Die Substanz war also zu Härteversuchen weniger brauchbar. Durch Kochen in Kanadabalsam konnte aber die Brüchigkeit etwas aufgehoben werden, so dass die Mikrofestigkeit ziemlich gut messbar wurde. Das *spez. Gewicht* betrug 2.639—2.6405. In Spaltblättern und Dünnschliffen nach (010) war die optische Auslöschung 13—15°, einer Zusammensetzung von $Ab_{90}An_{10}$ [1] durchschnittlich entsprechend.

Im Vergleich zum reinen Albit zeigt der Tammela-Albit eine entschieden weichere Beschaffenheit. Seine Schleifhärte ist jedoch durchschnittlich etwas grösser als diejenige der meisten anderen Plagioklase. (*Tabelle 7* und graphisches Schema, S. 429.)

VIII. Oligoklas (*Bamle*).

Untersucht wurde ein *Oligoklas*-Feldspat aus Bamle in Norwegen, von dem ich schöne Spaltstücke erhalten hatte. Dieselben waren von grauer Farbe und zeigten mikroskopisch Spuren einer saussuritartigen Umwandlung. Sie enthalten auch spärlich antiperthitische Interpositionen. Die optische Auslöschung deutete auf einen Oligoklas von der ungefähren Zusammensetzung $Ab_{80}An_{20}$. Das *spez. Gewicht* war *2.672.* Die Spaltbarkeit schien normal entwickelt zu sein. Der (001)-Fläche parallel war eine Aufblätterung vorhanden, jedoch nur in ziemlich geringem Grade entwickelt. Demgemäss war das Schwanken der Abnutzungswerte in den Spaltflächen ein mässiges, und die Resultate der Schleifversuche (*Tabelle 8*) scheinen sehr genau zu sein. Besonders gute Resultate lieferte hier wie gewöhnlich die Richtung ⊥ (001) : (001), wo die Aufblätterung parallel den Spaltflächen eine nur sehr geringe Einwirkung ausübt.

[1] Ein Albit von Tammela, welchen G. LINDSTRÖMS chemisch untersuchte (G. F. F. 7 (1885): 681), hatte das spez. Gew. = 2,623 und schien eine beinahe reine Albitzusammensetzung gehabt zu haben.

Tabelle 9.

Oligoklas von Tvedestrand gegen *Quarz*.

Dauer jedes Schleifversuches 10—20 Minuten.

Quarz auf (0001)		Oligoklas auf (0001)		Quarz: Sp. G. = 2.65 Oligoklas: » » = 2.66			
Gewicht	Verlust: D_1	Gewicht	Verlust: D_2	$D_2 : D_1$	Mittel	$Vd_2 : Vd_1$	*H*
3.6212 *g*	0.0075 *g*	17.5377 *g*	0.0289 *g*	(3·85)			
3.6137 »	0.0107 »	17·5088 »	0.0477 »	4.46	4.48	4.46	*224*
3.6030 »	0.0076 »	17.4611 »	0.0346 »	4.55			
3.5954 »	0.0106 »	17.4265 »	0.0469 »	4·42			
3.5848 »		17.3796 »					
Quarz auf (0001)		Oligoklas auf (010)					
3.5848 *g*	0.0018 *g*	17.3796 *g*	0.0061 *g*	3.39			
3.5830 »	0.0055 »	17.3735 »	0.0215 »	3.91			
3.5775 »	0.0088 »	17.3520 »	0.0314 »	3.57	3.60	3.59	*279*
3.5687 »	0.0093 »	17.3206 »	0.0348 »	3·74			
3.5594 »	0.0050 »	17.2858 »	0.0170 »	3.40			
3.5544 »		17·2688 »					
Quarz auf (0001)		Oligoklas ⊥ (001 : 010)					
3.5544 *g*	0.0056 *g*	17.2688 *g*	0.0122 *g*	2.18			
3.5488 »	0.0080 »	17.2566 »	0.0177 »	2.21	2.19	2.18	*458*
3.5408 »	0.0062 »	17.2389 »	0.0136 »	2.19			
3.5346 »		17.2253 »					

IX. Oligoklas (*Skjaerholt*, *Tvedestrand*, Norwegen).

Von dieser Varietät habe ich durch das gütige Entgegenkommen Herrn Professor BRÖGGER's ein sehr schönes grosses Spaltstück erhalten. Die Farbe des Feldspats war beinahe rein weiss. Er war kantendurchscheinend und zeigte eine vollkommene Spaltbarkeit ohne deutlich hervortretenden Perlmutterglanz. Zwillinglamellen fehlten beinahe vollständig

bei dem Oligoklas aus Tvedestrand. Das *spez. Gewicht* sehr kleiner Fragmente, mittels der Thoulet'schen Lösung bestimmt, ergab *2.66*. Mit dem Polarisationsmikroskop beobachtet man in Spaltblättern || (010) Auslöschungswinkel von 3°, || (001) von 0°. Dies entspricht einer *Zusammensetzung* von ungefähr $Ab_{64}An_{36}$. Die Schleifversuche gaben für den Oligoklas aus Tvedestand beinahe dieselben Werte wie für den Bamle-Oligoklas, wiewohl die Zusammensetzung dieser beiden Plagioklase recht verschieden ist (*Tabelle 9;* vergl. *Tab. 8* und das *graphische Schema* S. 429).

X. Labrador (*Soggendal*).

Von den Mineralogischen Instituten der Hochschule in Stockholm und der Universität in Kristiania hatte ich schöne Stücke eines dunkelbraunen Labradors aus Soggendal in Norwegen erhalten. Sie schienen von vorzüglicher Reinheit zu sein. Polysynthetische Zwillingsstruktur nach dem Albitgesetz war bei den Spaltstücken sehr deutlich zu erkennen. Die Spaltbarkeit trat auch deutlich hervor, schien aber mit keiner Aufblätterung verbunden zu sein. Auch fehlte es bei dieser Feldspatart an unregelmässigen Spaltsystemen. Das Material schien daher zu Schleifversuchen besonders gut geeignet. Wie die *Tabelle 10* zeigt, schwanken aber die Abnutzungswerte beträchtlich, besonders für die (001)-Fläche. Dies rührt wahrscheinlich davon her, dass eine Neigung zu Aufblätterung nach den Spaltflächen dennoch vorhanden ist, wiewohl die dunkle Farbe des Feldspats eine etwaige Spaltenstruktur, die sich sonst durch den Perlmutterglanz zu erkennen geben würde, verbirgt. In Dünnschliffen kann man beobachten, dass die dunkel- oder rauchbraune Farbe, wie bei den kalkreichen Plagioklasen gewöhnlich, von einer Pigmentierung mittelst kryptomorpher Interpositionen herrührt. Die Auslöschungswinkel ergeben eine *Zusammensetzung* von ungefähr $Ab_{50}An_{50}$. Das *spez. Gewicht* betrug *2.6905*.

Tabelle 10.

Labrador aus Soggendal gegen *Quarz.*

Dauer jedes Schleifversuches 10—20 Minuten.

Quarz auf (0001)		Labrador auf (001)		Quarz: Sp. G. = 2.65 Labrador: » » = 2.69			
Gewicht	Verlust: D_1	Gewicht	Verlust: D_2	$D_2 : D_1$	Mittel	$Vd_2 : Vd_1$	H
3.7526 *g*		7.8913 *g*					
	0.0075 *g*		0.0290 *g*	(3.87)			
3.7451 »		7.8623 »					
	0.0047 »		0.0218 »	4.64			
3.7404 »		7·8405 »					
	0.0054 »		0.0267 »	4.94			
3.7350 »		7.8138 »					
	0.0048 »		0.0244 »	5.08			
3.7302 »		7.7894 »			4.76	4.69	213
	0.0037 »		0.0217 »	(5.87)			
3.7265 »		7.7677 »					
3.7271 »		7.7690 »					
	0.0064 »		0.0306 »	4.78			
3.7207 »		7.7384 »					
	0.0085 »		0.0370 »	4.35			
3.7122 »		7.7014 »					
Quarz auf (0001)		Labrador auf (010)					
3.7122 *g*		7.7014 *g*					
	0.0048 *g*		0.0187 *g*	3.90			
3.7074 »		7.6827 »					
	0.0073 »		0.0277 »	3.79	3.84	3.78	264
3.7001 »		7.6550 »					
	0.0049 »		0.0188 »	3.84			
3.6952 »		7.6362 »					
Quarz auf (0001)		Labrador ⊥ (001) : (010)					
3.6952 *g*		7.6362 *g*					
	0.0053 *g*		0.0117 *g*	2.21			
3.6899 »		7.6245 »					
	0.0078 »		0.0173 »	2.22			
3.6821 »		7.6072 »					
	0.0060 »		0.0147 »	(2.45)	2.23	2.20	455
3.6761 »		7.5925 »					
	0.0106 »		0.0239 »	2.25			
3.6655 »		7.5686 »					
		7.5661 »					
	0.0064 »		0.0143 »	2.23			
3.6591 »		7.5518 »					

Aus der *Tabelle 10* ist ersichtlich, dass der Labrador von Soggendal betreffs der Schleifhärte nur äusserst wenig von den Oligoklasfeldspaten abweicht. Er scheint jedoch in allen drei Richtungen ein wenig weicher als diese zu sein, was

kaum als ein Zufall zu bezeichnen ist, sondern möglicherweise von seinem Reichtum an Pigmentinterpositionen herrühren kann.

Ein Spaltstück *labradorisierenden Labradors* unbekannter Herkunft, wahrscheinlich aus den Vorkommen in *Labrador*, wurde auf die Schleifhärte untersucht. Das Stück hatte gelbgraue Farbe und zeigte den bei Labradoren häufigen Farbenschiller in gelben bis grünen Tönen. Zwillingsbildung nach dem Albit- und Periklingesetz war an dem Vorkommen von Zwillingsstreifen auf den (001)- und (010)-Flächen zu erkennen. Die Spaltbarkeit trat weniger hervor. In Spaltblätten und Dünnschliffen wurden Auslöschungswinkel gemessen, die eine *Zusammensetzung* von beinahe Ab_1An_1 angeben. Mikroskopische Interpositionen von glimmerähnlicher Natur waren ziemlich reichlich vorhanden. Das *spez. Gewicht* betrug *2,6902*.

Der Abnutzungswiderstand des labradorisierenden Labradors erweist sich, wie aus der *Tabelle 11* hervorgeht, nicht unwesentlich höher als bei dem gleich zusammengesetzten Labrador aus Soggendal (vergl. das *graph. Schema*, S. 429). Eine bedeutende Erhöhung des Abnutzungswiderstandes im Vergleich zu den Plagioklasen der Oligoklas-Andesin-Labradorreihe trat auch bei der Untersuchung des folgenden stark labradorisierenden Labradors zutage.

XI. Labrador (Ab_2An_3) *aus Südrussland.*

Das Probestück war einem Handstück des prachtvollen Olivinnoritgesteins aus Gouv. Kiew, Kreis Tscherkassy in Südrussland, das von W. Luczizky beschrieben worden ist, entnommen. Durch freundliches Entgegenkommen des Herrn Professor Luczizky erhielt ich mehrere schöne Proben der südrussischen Labradoritgesteine, und aus denselben liessen sich ohne Schwierigkeit geeignete Probestücke der Feldspate heraussägen. Der Farbenschiller dieser Plagioklase ist unge-

Tabelle 11.

Labradorisierender Labrador gegen *Quarz.*

Dauer jedes Schleifversuches 10—20 Minuten.

Quarz auf (0001)		Labrador auf (001)		Quarz: Sp. G. = 2.65; Labrador: » » = 2.69			
Gewicht	Verlust: D_1	Gewicht	Verlust: D_2	$D_2 : D_1$	Mittel	$Vd_2 : Vd_1$	*H*
3.6470 *g*	0.0043 *g*	2.7792 *g*	0.0187 *g*	4.35	4.38	4.32	*232*
3.6427 »	0.0052 »	2.7605 »	0.0229 »	4.40			
3.6475 »		2.7376 »					
Quarz auf (0001)		Labrador auf (010)					
3.6591 *g*	0.0044 *g*	2.8211 *g*	0.0145 *g*	(3.30)	3.56	3.51	*285*
3.6547 »	0.0077 »	2.8066 »	0.0274 »	3.56			
3.6470 »		2.7792 »					
Quarz auf (0001)		Labrador ⊥ (001) : (010)					
3.6375 *g*	0.0050 *g*	2.7376 *g*	0.0100 *g*	(2.00)	2.09	2.06	*486*
3.6325 »	0.0073 »	2.7276 »	0.0152 »	2.08			
3.6252 »	0.0040 »	2.7124 »	0.0084 »	2.10			
3.6212 »		2.7040 »					

mein kräftig. Die Durchgänge waren nur wenig durch offene Spalten angedeutet, und ihr störender Einfluss bei den Versuchen war dementsprechend ziemlich gering. Sehr schöne Zwillingsbildungen nach dem Albit-, Karlsbader- und Periklingesetz wurden beobachtet. In Spaltblättern nach (001) und (010) wurden *Auslöschungs*winkel beobachtet, die für eine Zusammensetzung von sehr nahe Ab_2An_3 sprechen, und das *spez. Gewicht* betrug *2.695*. Diese Beobachtungen stimmen sehr gut zu den mir gütigst von Herrn Professor Luczizky mitgeteilten Daten über die Zusammensetzung des Gesteins und seiner Feldspate. Gemäss dieser Mitteilung ergaben 7 von Professor Tarassenko (1899) ausgeführte chemische Analysen als Re-

Tabelle 12.

Labrador (Ab_2An_3) gegen *Quarz*.

Dauer jedes Schleifversuches 10 Minuten.

Quarz auf (0001)		Labrador auf (001)		Quarz: Sp. G. = 2.65; Labrador: » » = 2.695			
Gewicht	Verlust: D_1	Gewicht	Verlust: D_2	$D_2 : D_1$	Mittel	$Vd_2 : Vd_1$	*H*
3.8637 g		1.9657 g					
	0.0041 g		0.0148 g	3.61			
3.8596 »		1.9509 »					
	0.0044 »		0.0163 »	3.70			
3.8552 »		1.9346 »					
	0.0046 »		0.0187 »	4.06	3.77	3.71	*270*
3.8506 »		1.9159 »					
	0.0050 »		0.0185 »	3.70			
3.8456 »		1.8974 »					
	0.0044 »		0.0170 »	3.86			
3.8412 »		1.8804 »					
	0.0038 »		0.0149 »	3.91			
3.8374 »		1.8655 »					
Quarz auf (0001)		**Labrador auf (010)**					
3.8374 g		1.8655 g					
	0.0056 g		0.0174 g	3.11			
3.8318 »		1.8481 »					
	0.0044 »		0.0157 »	3.57			
3.8274 »		1.8324 »					
	0.0045 »		0.0155 »	3.44	3.37	3.31	*302*
3.8229 »		1.8169 »					
	0.0046 »		0.0149 »	3.24			
3.8183 »		1.8020 »					
	0.0044 »		0.0153 »	3.48			
3.8139 »		1.7867 »					
Quarz auf (0001)		**Labrador ⊥ (001) : (010)**					
3.8139 g		1 .7867 g					
	0.0049 g		0.0114 g	(2.33)			
3.8070 »		1.7753 »					
	0.0048 »		0.0093 »	1.94			
3.8022 »		1.7660 »					
	0.0052 »		0.0098 »	1.88			
3.7970 »		1.7562 »					
	0.0056 »		0.0102 »	1.82	1.90	1.87	*535*
3.7914 »		1.7460 »					
3.7522 »[1]							
	0.0060 »		0.0116 »	1.93			
3.7462 »		1.7344 »					
	0.0050 »		0.0095 »	1.92			
3.7412 »		1.7248 »					

sultat, dass die Zusammensetzung des fraglichen Feldspats zwischen $Or_1Ab_7An_{12}$—$Or_1Ab_9An_{15}$ liegt.

[1] Abschleifen der der Schleiffläche anliegenden Kanten des Quarzkristalls.

In Dünnschliffen zeigte sich die Feldspatsubstanz sehr frisch, enthielt aber einige Einschlüsse, unter denen besonders antiperthitische Schnüre auffielen.

Die Resultate der Härteprüfungen, die ich mit den Labradoren (IX, X, XI) erhalten hatte, machten es im höchsten Grade wünschenswert, auch die anderen kalkreichen Plagioklase, die Bytownite, in die Untersuchung einzubeziehen. Leider schienen die Bytownite in der Natur niemals als grössere Kristalle vorzukommen, und daher konnte die Untersuchung in dieser Hinsicht nicht weitergeführt werden.

XII. **Anorthit** *von Miakijima in Japan.*

Von Anorthiten hatte ich mir Kristalle aus Monzoni, Tunaberg (Schweden) und Japan verschafft. Die Monzoni-Anorthite waren aber von einem sehr komplizierten Zwillingsbau und zu klein, um als Untersuchungsmaterial gut verwendet werden zu können. Auch das Stück von dem sehr seltenen, jetzt nicht mehr angetroffenen Amphodelith aus Tunaberg, das mir gütigst von Herrn Professor HJ. SJÖGREN zur Verfügung gestellt wurde, war infolge Zwillingsbildung und Verwachsungen nicht gut verwendbar. Dagegen erwies sich ein ziemlich grosser Kristall aus Miakijima, welcher mir von Dr F. KRANTZ in Bonn zugesandt wurde, für meinen Zweck besser geeignet. Er war weniger kompliziert aufgebaut mit gut ausgebildeten (001)- und (010)- nebst Prismen-, Domen- und Pyramidenflächen. In dem unteren Teil war der Kristall in ein körniges Aggregat aufgelöst, welches sich gegen die Mitte desselben erstreckte, ohne jedoch die Schleifflächen zu berühren. Das *spezifische Gewicht* dieses Anorthits betrug *2.758*. Die Resultate der Schleifversuche sind in der *Tabelle 13* zusammengestellt.

Wie aus den Härtezahlen (*Tabelle 13*) ersichtlich, hat der Anorthit in den Spaltflächen ungefähr die gleiche Härte wie die intermediären Plagioklase. In der Richtung ⊥ (001) : (010)

Tabelle 13.

Anorthit gegen *Quarz.*

Dauer der Schleifversuche sehr verschieden.

Quarz auf (0001)		Anorthit auf (001)		Quarz: Sp. G. = 2.65 Anorthit: » » = 2.758			
Gewicht	Verlust: D_1	Gewicht	Verlust: D_2	$D_2 : D_1$		$Vd_2 : Vd_1$	*H*
3.5346 *g*		5.0837 *g*			Mittel		
	0.0020 *g*		0.0086 *g*	4.30			
3.5326 »		5.0751 »					
	0.0031 »		0.0148 »	4.77	4.63	4.45	*225*
3.5295 »		5.0603 »					
	0.0037 »		0.0178 »	4.81			
3.5258 »		5.0425 »					
Quarz auf (0001)		Anorthit auf (010)					
3.5258 *g*		5.0425 *g*					
	0.0045 *g*		0.0173 *g*	3.84			
3.5213 »		5.0252 »			3.77	3.62	*276*
	0.0054 »		0.0199 »	3.69			
3.5159 »		5.0053 »					
Quarz auf (0001)		Anorthit ⊥ (001) : (010)					
3.5159 *g*		4.7583 *g*					
	0.0054 *g*		0.0143 *g*	2.65			
3.5105 »		4.7440 »					
	0.0060 »		0.0177 »	2.95			
3.5045 »		4.7263 »			2.84	2.73	*367*
	0.0063 »		0.0180 »	2.86			
3.4982 »		4.7083 »					
	0.0066 »		0.0192 »	2.91			
3.4916 »		4.6891 »					

ist er aber bedeutend weicher als die Plagioklase. Keiner von den untersuchten Feldspaten hat in Schnitten senkrecht zu den beiden Spaltflächen eine geringere Härte als der Anorthit in derselben Richtung.

Von den drei auf die Schleifhärte untersuchten einfachen Feldspaten, dem Adular, Albit und Anorthit, hat sich also der Albit als nicht unbedeutend härter als die beiden anderen erwiesen (*graphisches Schema*, S. 429). Von den letzteren scheint der Adular im allgemeinen eine ein wenig grössere

Härte zu besitzen. Die Durchschnittswerte der gefundenen Härtezahlen sind die folgenden:

	Durchschnittswerte der Härte
Albit	415
Adular	335
Anorthit	289

In seiner interessanten Arbeit über Härte und Spaltbarkeit hat SCHROEDER VAN DER KOLK[1] auch diese drei Feldspate behandelt. Bekanntlich soll nach diesem Forscher eine Beziehung zwischen der sog. Kompaktheit (Atomenkonzentration, BENEDICKS)[2] und der Härte bestehen. Je dichter der Atomenbau der festen Substanz, um so grösser soll ihre Härte sein. Als Ausdruck für die Kompaktheit setzt SCHROEDER VAN DER KOLK

$$\frac{\text{spezifisches Gewicht}}{\text{Atomgewicht}}$$

oder bei den Mineralen, die chemische Verbindungen sind,

$$\frac{\text{spezifisches Gewicht}}{\text{Molekulargewicht}} \times \text{Anzahl der Atome im Molekül}$$

und gibt in einer Tabelle den Zahlenwert dieser Relation für ungefähr 300 Minerale an. Im grossen und ganzen zeigt es sich, dass dieser Wert der Kompaktheit mit der Härte der Minerale steigt und sinkt, wenn auch viele und sehr bedeutende Ausnahmen — die SCHROEDER VAN DER KOLK teilweise durch den Einfluss der Spaltbarkeit erklärt — vorhanden sind. Die drei einfachen Feldspate wurden auch untersucht, und es wurde nachgewiesen, dass der Albit, der etwas härter ist als die beiden anderen, auch den grössten Wert der Kompaktheit besitzt. Im übrigen ist die Übereinstimmung mit der Regel SCHROEDER VAN DER KOLK's bei den Feldspaten, wie man aus der folgenden Zusammenstellung ersieht, nicht gut.

---

[1] Verhandelingen der Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam. II, 8. N:o 2 (1902).

[2] Zeitschrift für physikalische Chemie. XXXVI, 5 (1901).

	Durchschnittswert der Härte[1]	*Kompaktheit*
Adular	335	0.120
Albit	415	0.130
Anorthit	289	0.129

Der Anorthit, der entschieden weicher ist als der Adular, steht also hinsichtlich der Kompaktheit höher und nur unbedeutend unter dem viel härteren Albit. Nur wenn die Härte der (001)-Flächen der drei Feldspate allein in Betracht kommt, befinden sich die Härtezahlen mit der Kompaktheit einigermassen in Übereinstimmung:

	Härte der (001)-Flächen	*Kompaktheit*
Adular	193	0.120
Albit	251	0.130
Anorthit	225	0.129

Eine nähere Übereinstimmung kann in der Tat nicht erwartet werden, weil, wie das graphische Schema (S. 429) zeigt, *sehr grosse Schwankungen in der Härte der Feldspate* vorkommen. Diese Schwankungen scheinen zweierlei Ursachen zu haben. Zum Teil und hauptsächlich sind sie ohne Zweifel Funktionen des molekularen Baues der Kristalle. In einigen Fällen scheinen aber mikro- und kryptomorphologische Verhältnisse die Härte beeinflusst zu haben. Ein solches Verhalten ist das mit dem Perlmutterglanz verbundene Vorkommen von zahlreichen offenen Sprüngen in den Spaltrichtungen, wie hier mehrmals erwähnt worden ist. Dadurch wird die Härtezahl besonders für die (001)-Flächen der saureren Feldspate wahrscheinlich etwas herabgedrückt. Andererseits ist bei den farbenschillernden Feldspaten die Härte durch das Vorhandensein der dieses Phänomen hervorrufenden Interpositionen erhöht worden. Mikromorphe (und kryptomorphe) Strukturformen können nämlich, wie ich früher gezeigt habe,[2] die Härte

[1] Nach den vorigen Versuchen.
[2] G. F. F. **33** (1911): 288, 308.

bedeutend steigern. Das eigentümliche Verhältnis, dass der Natronorthoklas von Fredriksvärn und die Mehrzahl der untersuchten Labradore so bedeutend die nahestehenden Feldspate an Härte übertreffen, scheint kaum anders erklärt werden zu können als durch die Annahme, dass in Verbindung mit dem Farbenschiller eine innere Struktur vorhanden ist, die dem bei den mechanischen Beanspruchungen hervortretenden Einfluss der Kohäsionsminima mehr oder weniger entgegenwirkt.

Es muss daher zwischen der *Eigenhärte* der kristallisierten Substanz und ihrer davon mehr oder weniger abweichenden *zufälligen Strukturhärte* bei genaueren Prüfungen unterschieden werden. Die zufälligen Einflüsse sind natürlich um so grösser, je grösser die Massen sind, die mechanisch beansprucht werden, d. h. im allgemeinen je gröber die Spitze ist, mit der die Härteprüfung vorgenommen wird. Bei Härteprüfungen durch Schleifen sind die wirksamen Spitzen sehr klein, und die Beanspruchungen der untersuchten Substanz auf sehr kleine Massenteilchen derselben beschränkt. Hieraus folgt, dass die Einflüsse von Inhomogenitäten, Sprüngen, Spannungen, Interpositionen etc., die auch in dem edelsten Kristallmaterial nicht vollständig fehlen, bei Anwendung der Schleifmethode auf ein Minimum reduziert sind. Von Bedeutung sind bei dieser Methode hauptsächlich nur solche innere Strukturen, deren Grössenordnung diejenige der beim Schleifen losgerissenen kleinen Partikeln nicht wesentlich übertrifft. Hierzu gehören die Interpositionsstrukturen der farbenschillernden Feldspate und die Aufblätterung nach den Spaltebenen, die den Perlmutterglanz hervorruft. Wahrscheinlich spielen in dieser Hinsicht kryptomorphe Strukturen, submikroskopische Verwachsungen, feste Lösungen von nicht isomorphen Kristallsubstanzen u. a. auch eine grosse Rolle.

Der regelmässige Verlauf der Härtekurven für die Feldspate (vergl. S. 429, *graph. Schema*) sprechen dafür, dass *hauptsächlich ihre Eigenhärte* durch diese Kurven repräsentiert wird. *Es*

fällt auf, dass die (001)-Flächen aller Feldspate beinahe dieselbe Schleifhärte besitzen, nämlich **193—234**. Nur der Natronorthoklas von Fredriksvärn, der reine Albit und der farbenschillernde Labrador aus Südrussland zeigen mehr abweichende Werte. Die Übereinstimmung in der Härte naheliegender Feldspate tritt auch in den Kurven für die (010)-Fläche und die Ebene ⊥ (001) : (010) deutlich hervor. Auch in diesen Fällen verhalten sich die farbenschillernden Feldspate und der Albit abweichend, wozu kommt, dass der Sanidin sich in diesen beiden Schleifflächen sehr weich erwiesen hat.[1] Das graphische Schema (S. 429) ergiebt aber, dass die Härte der (010)-Ebene und der Ebene ⊥ (001) : (010) durch die Zusammensetzung der Feldspate in regelmässiger Weise bedingt wird. *In der (010)-Fläche zeigen der Adular, der Mikroklin und der reine Albit die gleiche Härte. Mit Eintritt von Anorthitsubstanz in den Albitkristall sinkt seine Härte in der (010)-Fläche schnell, erreicht aber schon bei einem Gehalt ungefähr von 20 % An ihr Minimum, um dann konstant zu bleiben.* Die Plagioklase von der Zusammensetzung $Ab_{80}An_{20}$ —An scheinen daher alle in der (010)-Fläche dieselbe Härte zu haben, welche aber niedriger ist als bei den übrigen Feldspaten (mit Ausnahme des Sanidins).

Das grösste Interesse kommt den Härtevariationen der Richtung ⊥ (001) : (010) zu. Wenn von dem Sanidin abgesehen wird, so ergiebt sich, *dass von Or bis Ab die Härte sehr schnell ansteigt, bis sie hier für den reinen Albit ein Maximum* **(614)** *erreicht*, das sehr bedeutend über der Härte der meisten anderen Feldspate liegt und von dem Minimum **(193)** weit entfernt ist. Die grösste Schleifhärte des Albits ist somit dreimal grösser als die Schleifhärte des Adulars in der (001)-Fläche. Aus dem Verlauf der Härtekurve für die Plagioklase geht hervor, *dass ein geringer Gehalt an An die Härte des*

[1] Das abweichende Verhalten der farbenschillernden Feldspate und des Sanidins bedarf einer näheren Untersuchung, die ich wegen Mangels an Material nicht habe ausführen können.

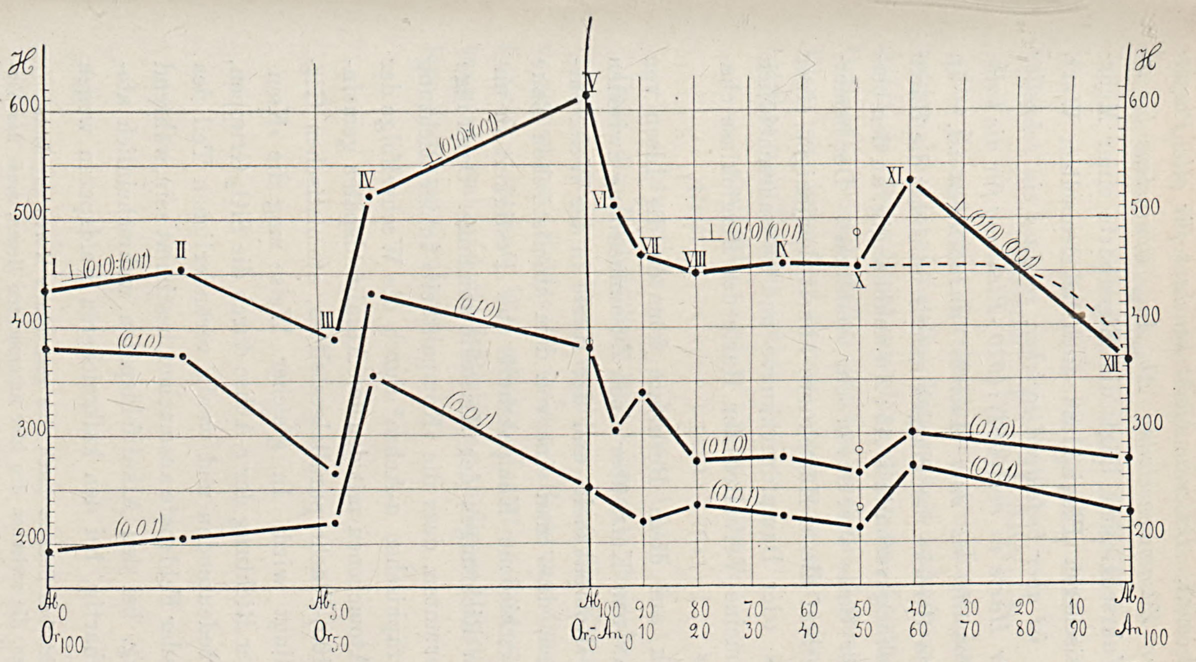


Fig. 1. Graphische Darstellung der Härtevariation bei den Feldspaten. Die in der Ordinatenrichtung abgetragenen Härtewerte beziehen sich auf den Vergleich mit Quarz, dessen Schleifhärte in der Basisebene gleich 1000 gesetzt ist. Die römischen Ziffern entsprechen den geprüften Feldspaten. Zu jeder derselben gehören drei Bestimmungen [⊥ (001) : (010), auf (010) und auf (001)], die auf derselben Ordinate durch Punkte repräsentiert werden. Unter V und X sind noch einige Bestimmungen (durch Ringe) graphisch eingetragen. Über die Bedeutung derselben siehe im Text! Die gestrichelte Kurve soll die wahrscheinliche Richtung der Kurve für die Eigenhärte ⊥ (001) : (010) in den Labradoren und Bytowniten angeben.

Albits sehr herabsetzt, dass aber schon bei $Ab_{80}An_{20}$ *ein Minimum erreicht wird. Dasselbe bleibt konstant für alle Plagioklase von der Zusammensetzung* $Ab_{80}An_{20}$ *wenigstens bis zu* $Ab_{50}An_{50}$. Wahrscheinlich liegt die Eigenhärte einer Mehrzahl der basischeren Plagioklase auch bei demselben Wert, *der Anorthit ist aber bedeutend weicher, so dass ein schnelles Abnehmen der Härte in der (001):(010)-Richtung für die kalkreichsten Bytownite bis zum Anorthit anzunehmen ist.* [1] In einer mittleren Strecke der Plagioklasserie ist somit die Härte von dem Mischungsverhältnis *Ab* : *An* unabhängig, an den beiden Enden der Serie aber davon sehr beeinflusst. Der bemerkenswerte Verlauf dieser Härtekurve ähnelt demjenigen einer Umwandlungs- oder Dampfdruckkurve und ist wahrscheinlich für das allgemeine Verhalten der Härte der Plagioklase charakteristisch. [2]

Im Hinblick auf diese Resultate könnten die Ideen von Schroeder van der Kolk über einen Zusammenhang zwischen der (Atomen)-»Kompaktheit» und der Härte in der Weise entwickelt werden, dass man eine von dem atomistischen Baue abhängige verschiedene Kompaktheit und Festigkeit in ungleichwertigen Richtungen der Kristalle annähme. Dann läge es nahe zu vermuten, dass die »Kompaktheit» in der Richtung der kristallographischen *a*-Achse[3] durch die Wechselfolge der K- oder Na-Atomebenen mit den den Alkalifeldspaten gemeinsamen, der (100)-Fläche parallelgestellten, atomistischen Gitterebenen bedingt wird. In gleicher Weise mag die »Kompaktheit» in der Richtung der *c*-Achse durch die SiO_2-Gruppen, die einen so bedeutenden und wenig veränderlichen Teil des Kristallgitters der Feldspate ausmachen, bestimmt sein, während die *b*-Richtung, bei den Alkalifeldspaten wahrscheinlich atomistisch gleichartig, bei den kalkreicheren Feldspaten wegen

[1] In dem graphischen Schema durch eine gestrichelte Kurve angedeutet.

[2] In Richtungen, die zwischen den hier untersuchten liegen, muss das Verhalten natürlich weniger und in verschiedenem Grade hervortreten.

[3] Diese Achse weicht von der härtesten Richtung ⊥ (001) : (010) des Feldspats um 26° 29′ ab.

der Substitution einer Gruppe SiO_2 durch AlO_2 beeinflusst wäre. Dies führt zu den folgenden Konstitutionsformeln für die einfachen Feldspate:

Orthoklas: $3SiO_2 \cdot AlO_2 \cdot K$

Albit: $3SiO_2 . AlO_2 . Na$

Anorthit: $\begin{pmatrix} AlO_2 \\ 2SiO_2 \end{pmatrix} . AlO_2 . Ca.$

Die Kompaktheit der kristallisierten Körper ist also als eine vektorielle (bivektorielle) Eigenschaft aufzufassen. Dass der Albit in der *a*-Richtung einen dichteren Kristallbau als der Orthoklas besitzt, dafür sprechen auch die Achsenverhältnisse. Dies tritt besonders hervor, wenn man statt der *b*-Achse die *c*-Achse zur Einheit wählt:

Orthoklas: $a : b : c$ 1.1856 : 1.8005 : 1.

Albit: » » » 1.1359 : 1.7931 : 1.

Anorthit: » » » 1.1538 : 1.8177 : 1.

Dass die Basisflächen der Feldspate beinahe die gleiche Härte aufweisen, lässt vermuten, dass die Kristallgitter der verschiedenen Feldspate in der *c*-Richtung die grösste Ähnlichkeit besitzen. Die grösste Variation kommt der *a*-Richtung zu, während die *b*-Richtung in dieser Hinsicht eine mittlere Stellung einnimmt.

Über ein Prehnitvorkommen in Helsingfors in Finnland.

Von

Aarne Laitakari.

Im Frühling 1913 fand ich im nordwestlichen Teile von Helsingfors einen Block, der ein mir fremdes Mineral enthielt. Als ich im Herbst desselben Jahres den Ort näher untersuchte, fand ich dort an der nördlichen Seite der Nimrodstrasse etwa 300 *m* vom Meeresufer eine Stelle, wo man beim Bauen der Strasse Steine gesprengt hatte, und von wo jener Block herstammte.

Nach einer näheren Untersuchung wurde das Mineral als Prehnit festgestellt. Früher ist dieses Mineral in Finnland nicht beobachtet worden.

Das Gestein in der weiteren Umgebung des Prehnitvorkommens ist ein Migmatitgneis des gewöhnlichen Typus der südlichen Küste Finnlands. In der nächsten Nähe des Vorkommens ist er blass gefärbt, feinkörnig und deutlich schiefrig. Als Bestandteile enthält er neben Quarz beinahe ebensoviel Plagioklas wie Mikroklinperthit. Der Plagioklas ist etwas verwittert und erscheint trüb im Dünnschliff. Der Quarz zeigt eine deutlich undulierende Auslöschung. Als dunkle Bestandteile kommen nur Pennin und Epidot vor.

In diesem Gneis liegt im Streichen desselben eine etwa 20 *m* breite Partie von einem Amphibolitgestein, in welchem neben unterordnetem Quarz und Feldspat, der sehr zersetzt ist, grüne Hornblende und farbloser Diopsid als überwiegende Bestandteile vorkommen. Hier tritt der Prehnit auf folgende Weise auf.

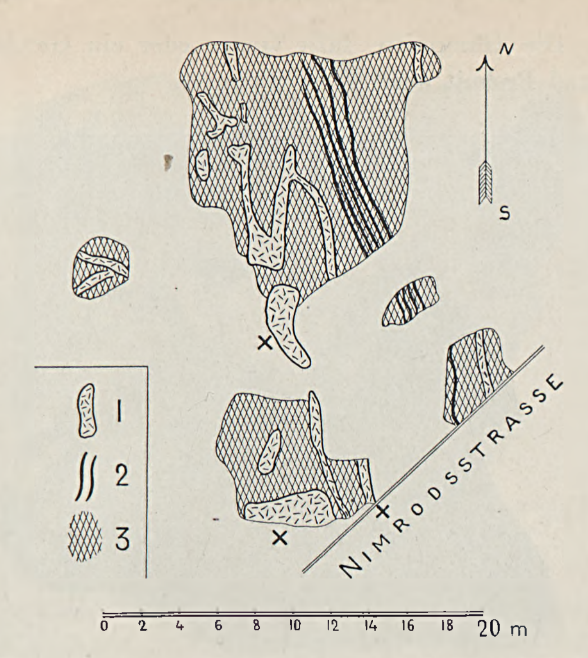


Fig. 1. Übersichtskarte des Prehnitvorkommens. 1: Quarz-Prehnitgänge. 2: Prehnitadern. 3: Amphibolit. Weiss: Erdbedeckung.

Das Amphibolitgestein ist breccienartig zerbrochen, und die scharfkantigen Fragmente desselben teils durch breite oder schmale Quarzgänge mit Prehnitsahlbändern, teils auch durch Prehnitgänge verkittet. Die grössten der Quarz-Prehnitgänge sind in der Kartenskizze (Fig. 1) ersichtlich. Gegenwärtig sind sie auf einer Strecke von etwa 25 *m* aufgeschlossen, erstreckten sich aber wenigstens ebenso weit unterhalb der Strasse, wie es beim Zersprengen des Berges für die Wasserleitung gefunden worden ist.

Um Untersuchungsmaterial in genügender Menge zu bekommen, wurde Prehnit an drei Stellen losgesprengt (in Fig. 1 mit × bezeichnet).

In den meisten Gängen, die gewöhnlich etwa 40—50 *cm*, stellenweise aber bis zu 1 *m* breit sind, bildet der Prehnit in grobkörniger, radialstrahliger Ausbildung an beiden Seiten der Gänge unmittelbar am Nebengestein 4—5 *cm* dicke Sahl-

bänder. Die Gangmitte füllt Quarz oder ein Gemisch von Quarz und Prehnit aus. (Fig. 2.)

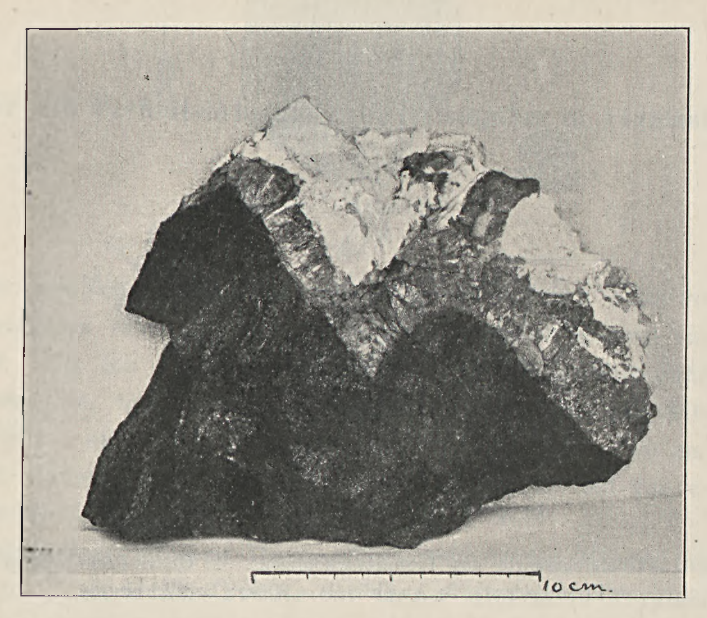


Fig. 2. Quarz-Prehnitgang mit Sahlband aus Prehnit (grau), amphibolitischem Nebengestein (schwarz) und Gangmitte aus Quarz (hell).

Die auf der Karte (Fig. 1) als ganz schmale Streifen aufgezeichneten Gänge bestehen ausschliesslich aus Prehnit. Die dickeren Gänge aber enthalten, wie oben erwähnt, Prehnit am Nebengestein und Quarz.

Obgleich der Prehnit gewöhnlich zuerst kristallisiert hat und der Quarz (an einigen Stellen auch der Calcit) von einer späteren Periode der Gangbildung herstammt, findet man jedoch oft den Quarz und den Prehnit untereinander und gleichzeitig kristallisiert. Zuweilen enthält solch ein Gemisch mehr Prehnit, zuweilen kommt der Quarz in grösserer Masse vor. Oft sieht man, wie der Prehnit idiomorphe Quarzkristalle ganz oder teilweise umhüllt. Auf dem Querschnitte solcher Blöcke sind oft kokarden- oder ringförmige Hüllen von Prehnit sichtbar. (Fig. 3)

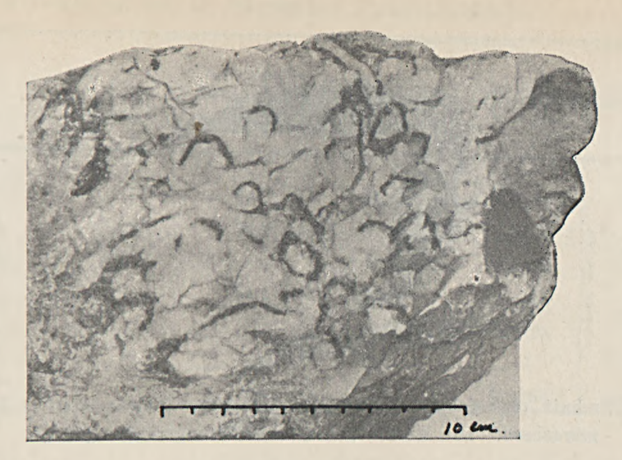


Fig. 3. Ring- und kokardenförmige Hüllen von Prehnit (grau) um Quarzkristalle (weiss).

Dieser Prehnit ist fein radialstrahlig und in seinem Habitus den Prehniten vom Fassathal und denen von Dumbarton in Schottland sehr ähnlich.

Zuweilen sieht man in grossen einheitlich auslöschenden Quarzindividuen körnige Gruppen oder auch idiomorphe Kristalle von Prehnit, wie es in der Fig. 4 ohne Hilfe des Zeichenapparates möglichst genau abgebildet ist. Die Prehnitmasse war hier auf den Pyramidenflächen des Quarzes auskristallisiert, worauf sie bei weiterem Fortwachsen des Quarzes ganz von diesem umhüllt wurde.

Gewöhnlich ist der Prehnit von Helsingfors ziemlich grob kristallinisch. Die Individuen sind meistenteils über 1 *cm* lang. Der Habitus ist strahlig-blätterig und wo der Prehnit die Gelegenheit gehabt hat auf einer Grundlage auszukristallisieren, zeigt er radialstrahlige Ausbildung. Die Farbe variiert von hellblaugrün zu blassgelbgrünlich. Der Glanz auf der Spaltungsfläche ist perlmutterartig. Die Härte ist etwas grösser als die des Feldspates.

Die Kristalle sind immer auf dem umgebenden Gestein oder auf den Bruchstücken der Breccie mit der kristallographi-

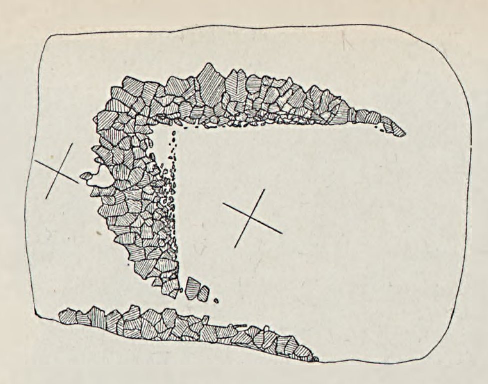


Fig. 4. Prehnit (gestrichelt) in einem einheitlichen Quarzkristall (weiss) eingewachsen. Die Kreuze geben Auslöschungsrichtungen an.

schen b-Achse senkrecht gegen die Grenzfläche aufgewachsen. Darum steht auch immer die nach (001) sehr deutliche Spaltrichtung senkrecht gegen die Grenzfläche, wobei eine tafelförmige Ausbildung parallel mit (001) deutlich hervortritt. Ganz und gar idiomorphe Individuen wurden nicht gefunden.

Kristallflächen des Prehnits kommen fast immer zum Vorschein, wenn der darauf gewachsene Quarz oder Calcit entfernt wird. Die Flächen der Kristalle sind aber so trüb, dass es sehr schwierig ist von ihnen Reflexe zu erhalten. Sie sind ausserdem sehr konvex und treppenförmig. Mit Benutzung der Signalverkleinerung stellte ich doch mit Zweikreisgoniometer (Goldschmidt) fest, dass die Form {302} (nach Dana) immer vorhanden ist. Ziemlich sicher kommt auch {221} vor. Noch einige andere Flächen sind vorhanden, konnten aber nicht bestimmt werden. Die Spaltbarkeit parallel (001) ist sehr deutlich, und die parallel (100) deutlich.

Für die quantitative Analyse war es sehr leicht reines Material zu erhalten. Weil der Prehnit mit Salzsäure vollständig aufschliessbar ist, war es nicht nötig das Sodaschmelzverfahren anzuwenden. Die sehr fein pulverisierte Substanz wurde durch vielmaliges Abdampfen in Chlorwasserstoffsäure aufgelöst.

Die Analyse ergab folgendes Resultat (A):

	Theoretische Zusammensetzung	A	Die Molekylarzahlen	
SiO_2	43.7	43.91	0.7270	0.7270
Al_2O_3	24.8	26.80	0.2329	0.2388
Fe_2O_3	—	0.95	0.0059	
CaO	27.1	26.83	0.4780	0.4805
MgO	—	0.09	0.0025	
Na_2O	—	Spur	—	—
H_2O	4.4	4.31	0.2394	0.2394
	100.0	99.89	—	—

Aus dieser Analyse berechnet sich folgendes Verhältnis: $SiO_2 : (Al, Fe)_2O_3 : (Ca, Mg)O : H_2O = 3.044 : 1 : 2.012 : 1.003$, welches gut der Formel $H_2Ca_2Al_2Si_3O_{12}$ entspricht.

Das spezif. Gewicht des analysierten Prehnits, mit Thoulet'scher Lösung und Westphal'scher Wage bestimmt, ist 2.918.

Die optische Orientierung ist a = 𝔞; b = 𝔟; c = 𝔠. Der optische Charakter ist positiv.

An derselben Substanz, welche für die Analyse angewendet wurde, bestimmte ich die Brechungsexponenten α und β. Für diesen Zweck wurde ein Halbprisma angefertigt, dessen brechende Kante || c und eine Seite || (001) war. γ wurde aus α und β und dem unten erwähnten Achsenwinkel berechnet. Die Resultate sind unter I angegeben. Zum Vergleich führe ich unter II die von Michel-Lévy und Lacroix angegebenen[1] Werte an.

I	II
$\alpha_{Na} = 1.6157$	$\alpha_{Na} = 1.616$
$\beta_{Na} = 1.6243$	$\beta_{Na} = 1.626$
$\gamma_{Na} = 1.6454$	$\gamma_{Na} = 1.649$

Die Grösse der Doppelbrechung $(\gamma-\alpha)$ ist 0.029. Die von Michel-Lévy und Lacroix bestimmte ist 0.033. Das von mir

[1] Les Minéraux des Roches. Paris 1883, p. 318.

erhaltene Resultat stimmt gut mit den in den Dünnschliffen beobachteten Interferenzfarben des Minerals überein. Allerdings sei hier bemerkt, dass das angewandte Prisma und die für die Bestimmung des Achsenwinkels angefertigte Platte nicht frei von der unten zu erwähnenden subparallelen Ausbildung waren, ein Umstand, der auf die Genauigkeit der obererwähnten Werte Einfluss hat.

Der Achsenwinkel wurde mit dem Achsenwinkelapparat in Monochlornaphtalin, dessen Brechungsexponent 1.639 war, gemessen.

$$2H_{Na} = 65°30'; \quad 2V_{Na} = 65°52'$$

$$\rho > \upsilon$$

An vollkommen homogenen Platten von Jordansmühl in Schlesien fand BEUTELL[1]:

$$2V = 69° 22'$$

Unter dem Mikroskop zeigten sich weder die grösseren noch die kleineren untersuchten Prehnitplatten einheitlich, sondern von mehreren subparallel angeordneten Teilen aufgebaut. Die Auslöschungsrichtung der einheitlich auslöschenden Teilchen weicht von der der benachbarten Teilchen mehr oder weniger ab, bis zum 20°. Solche Gruppen von subparallelen Individuen zeigen ganz regelmässig eine schön strahlenförmige Anordnung. In einigen Fällen sieht man eine schön strahlen- oder fiederförmige Anordnung parallel mit der b-Achse. In anderen, besonders in Platten parallel (001), sieht man eine mikroklinartige Gitterlamellierung von einander kreuzenden Lamellen nach der Tracen von (110). Diese Gitterlamellen kommen oft gleichzeitig mit der strahlenförmigen Anordnung des Minerals vor. Keine Veränderungen waren in diesen verschiedenartig angebauten Teilen bei Temperaturen unterhalb 360° C zu beobachten.

Wie im Anfang schon erwähnt wurde, ist der *Quarz* der reichlichste Bestandteil der Gänge. Er ist meistens rein

---

[1] N. Jahrb. 1887, 1, 93.

weiss und grobkörnig. In ihm sind Kristalldrusen mit ganz durchsichtigen, schönen, kleinen Bergkristallen sehr verbreitet. Die grossen bis 3 *cm* langen Kristalle sind Kombinationen ausschliesslich von Pyramide und Prisma. An den kleinen Kristallen sieht man auch tetartoëdrische Trapezoëderflächen.

Die an den kleinen Kristallen beobachteten Trapezoëderflächen weisen mit Bestimmtheit darauf hin, dass α-Quarz hier vorliegt. Aber auch die grösseren Kristalle ohne ersichtliche tetartoëdrische Ausbildung sind als α-Quarz auskristallisiert, wie durch Untersuchung der Ätzfiguren konstatiert wurde. Die Gänge sind also bei einer Temperatur unterhalb 575° C entstanden.[1]

In mikroskopischen Präparaten sieht man oft viele relativ grosse Flüssigkeitseinschlüsse mit Gaslibellen. In einem Quarzstücke, wo keine Kristallform beobachtet wurde, erscheint deutlich eine Zonenstruktur mit mannigfachen in einander gelegenen Schichten von verschiedener Durchsichtigkeit. Eine mikroskopische Untersuchung ergab, dass diese Erscheinung von der Anordnung der Flüssigkeitseinschlüsse, zonenweise parallel der Kristallflächen, bedingt ist.

In den Kristalldrusen kommen hier und da auf dem Quarz oder Prehnit aufgewachsene winzige Kristalle eines fremd aussehenden gelblichen oder rötlichen Minerals vor. Die Kristalle sind höchstens 1 *mm* lang; zuweilen kommt dieses Mineral in einzelnen Kristallen vor, zuweilen bildet es kleine strahlige Aggregate die sehr an Prehnit erinnernde Strukturen zeigen. In den einzelnsitzenden Kristallen sind die Kristallflächen so gut ausgebildet, dass ein paar Winkel gemessen werden konnten. Sie entsprachen ziemlich gut den Prismawinkeln der Feldspate. Spaltbarkeit wurde beobachtet. Das spezifische Gewicht der Kristalle aus zwei verschiedenen Stücken, mit THOULET'scher Lösung bestimmt, war 2.544 und 2.548.

---

[1] WRIGHT, F. E., und LARSEN, E. S. »Quartz as a geologic thermometer.» Am. Journ. of Science, Vol. 27 (1909), S. 421.

In Chlorwasserstoffsäure ist das Mineral unlöslich. Die Härte ist etwa 6.

Genug Material zu einer quantitativen Analyse konnte nicht erhalten werden. Bei einer qualitativen Untersuchung konnten nur Aluminium und Natrium nachgewiesen werden.

Da die Eigenschaften auch auf das Lithiummineral Petalit zu passen schienen, gab es Anlass zu untersuchen, ob es lithiumhaltig wäre, aber das Resultat war negativ.

Das Mineral ist schwach doppelbrechend, und seine Lichtbrechung ist niedriger als die des Kanadabalsams. Infolge seiner Eigenschaften kann es nur *Albit* sein.

Calcit tritt hier und da als Ausfüllungsmasse der im Quarz befindlichen Drusenräume vor, zuweilen unmittelbar auf dem Prehnit. Er ist rein weiss und grobspatig. Kristalle wurden nicht angetroffen.

Bisweilen sind die Drusenräume von einer blaugrünen sich fettig anfühlenden, dem *Steatit* ähnelnden Masse ausgefüllt.

Epidot kommt ausser im Nebengestein der Gänge auch im Quarz als kleine grüngelbe, helldurchsichtige Kristalle vor.

Mineralogisch-geologisches Institut der Universität zu Helsingfors in Finnland, Mai 1914.

Chemical and petrographical studies on the ore-bearing rocks of Central Sweden

by

HJ. SJÖGREN, H. E. JOHANSSON and NAIMA SAHLBOM.

(With Plates 7—8.)

In connection with the preparatory work for the excursion C_4 of the XI international geological congress in Stockholm one of us (SJÖGREN) started a somewhat extensive chemical investigation of the ore-bearing rocks at several mines of Central Sweden. Later a collaboration with the second of the authors (JOHANSSON) was arranged; for the execution of the very important analytical part of the work we have been favoured with the skilful assistance of the third collaborator (NAIMA SAHLBOM).

The principal aim of our researches is a systematic chemical and microscopical investigation of the main types of quartz-felspar-rocks with which the more important iron ores of the ore-bearing province of Central Sweden occur connected. However, several analyses and other data will be given also of certain other types of rocks with which these ores likewise are intimately associated. For the purpose abundant collections of rock specimens have been brought together during excursions to all important districts of the ore province. The results will be published in a series of papers, the first of which is now brought out dealing with the southwesternmost district or Filipstad's Bergslag.

I. Filipstad's Bergslag.

The main geological features of this district and the situation of the ore fields which our researches embrace are represented on the map in fig. 1, which is a copy from Törnebohm's »Geologisk Öfversiktskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag». The central part of the district is occupied by

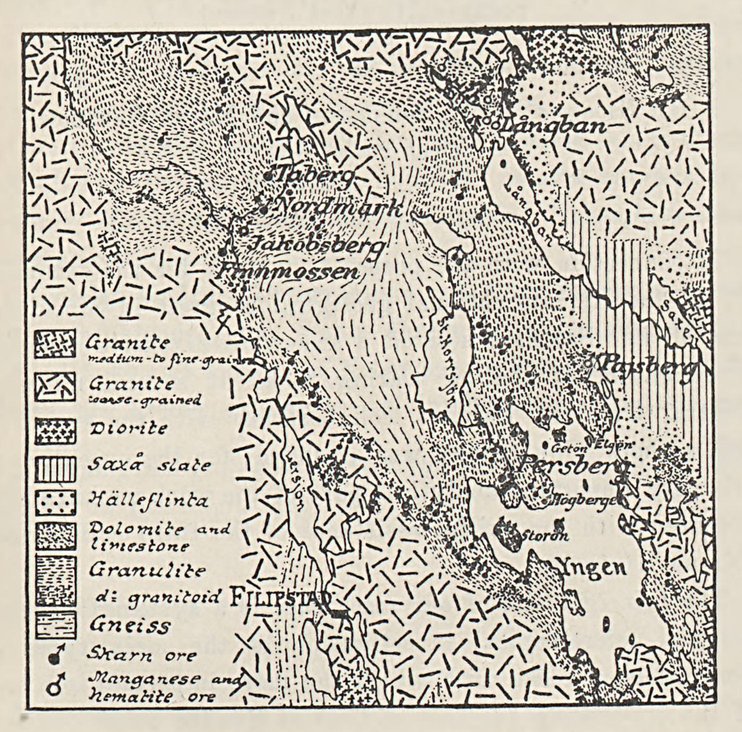


Fig. 1. Geological sketch-map of Filipstad's Bergslag.
Scale of 1: 250000.

an area of reddish salic gneiss — the »Horrsjö-gneiss». This gneiss is almost entirely surrounded by areas of ore-bearing granulitic rocks, which for a very great part seem to belong to types rich in soda. On the eastern side the granulite formation is bordered by a strip of dark hälleflintas, farther eastwards succeeded by slates of the Saxå-Grythytte forma-

tion; on all other sides it is cut off by younger intrusives of the Filipstad granite.

All iron ore deposits of the district are confined to the granulitic rocks. Chiefly two ore types are represented: firstly ores of decided skarn ore type and secondly manganese ores (hausmannite and braunite), partly associated with a more or less quartzeous specular hematite, of a type that is not typically developed in any other ore district in Central Sweden. Within the *Persberg ore field*, which may be taken as including all the innumerable deposits crowded over the southeastern part of the granulite area, only deposits of the skarn ore type are met with. In the northwestern part of the district including the *Taberg*, *Nordmarksberg*, *Finnmossen* and several less important mining fields ores of the same type are greatly predominating; along with the skarn ores there are, however, also a few deposits of manganese ores, as for inst. at *Jakobsberg* and *Nordmarks Kittelgrufva.* The northeastern part of the district, on the contrary, contains but few and less typical skarn ore deposits; its most important deposits are the peculiar manganese ores and hematites of the *Långban mining field;* a similar deposit is also found farther southwards at *Pajsberg.*

The Persberg ore field.

Skarn-bearing soda granulites. As appears from the map published by TÖRNEBOHM,[1] the Persberg ore field is chiefly built up of granulitic rocks interstratified with a great number of more or less continuous bands of skarn rocks, which often exhibit a very intricate serpent-like winding. These skarn-bearing granulites, so far as hitherto known, seem altogether to be decided soda-granulites, essentially composed of quartz and a plagioclase felspar very near to pure albite. At many places, especially in the environs of the

[1] Geognostisk beskrifning öfver Persbergets gruffält. S. G. U. Ser. C. N:o 14. 1875.

main mines which are grouped together in the so called »Odalfältet», the rocks are almost purely white in colour; farther away slightly reddish as well as grayish types are more common. The granulites are for the most part rather fine-grained and often present a more or less distinctly porphyritic appearance due to the development of larger irregular crystals of quartz and plagioclase scattered in a finely granular groundmass; such phenocrystic grains may, however, in many cases be entirely lacking. Of femic constituents the granulites as a rule only contain a pale brownish or greenish mica; owing to its irregular distribution into small nests and stripes a regular foliation is seldom distinctly marked. — Three ana-

Analysis N:o 1. White soda granulite. Railway cutting N of the managers residence, Odalfältet, Persberg.

Analyst: G. Nyblom.[1]

	%	Mol.	Norm:		
SiO_2	80.28	132.91	Q	41.94	Average felspar:
TiO_2	15	19	Or	1.54	Or 3.1
Al_2O_3	11.35	11.11	Ab	50.45	Ab 94.2
Fe_2O_3	07	04	An	1.74	An 2.7
FeO	28	} 40	Al_2O_3	64	
MnO	01		Σ sal.	96.31	Acidity:
MgO	1.18	2.95			$\frac{Q}{Q+F} = 43.8\%$
CaO	35	63	$MgSiO_3$	2.96	
Na_2O	5·94	9.58	$FeSiO_3$	19	
K_2O	26	28	$FeTiO_3$	29	Quant. Classif.:
P_2O_5	tr.	—	Fe_3O_4	10	I:3:I:5
S	02	06	Apatite	—	*Westphalose*
H_2O	42		FeS_2	04	
			Σ fem.	3.58	
	100.31			99.89	

H_2O at 105° 0.03 %. Sp. g. 2.64.

[1] In the tables of analyses published in this series of papers the first column contains the original analysis and the second column the corresponding

lyses of these granulites have been executed two of which were already published in the guide for the Congress excursion C_4, prepared by SJÖGREN.

The analysed specimen N:o 1 is fairly typical of the rocks outcropping along the borders of that big skarn deposit, which includes the principal iron mines as well as the large limestone masses of the Odalfält. It is a whitish, very salic rock containing scattered phenocrysts of quartz and felspar, rarely exceeding one *mm* in size; the fine-grained groundmass is finely speckled with light-brownish and greenish specks, here and there aggregated into more compact brownish patches suggesting the presence of cordierite.

The phenocrysts of quartz occur quite sparingly. Under the microscope traces of bipyramidic outlines are occasionally seen (Pl. 7, fig. 1) but as a rule the crystals are quite irregular in shape sometimes breaking up into granular aggregates. High power reveals innumerable rutile-like microlithic inclusions; some curious vermicular inclusions of albite reminding of myrmekitic intergrows may also be noticed. The phenocrysts of albite are slightly more abundant; they show some tendency towards a tabular development, occasionally with penetration twinning (Pl. 7, fig. 2) just as in phenocrysts of true porphyries; their external contour, however, as is the general rule in the granulitic rocks of Central Sweden, is quite irregular, so that these »phenocrysts» at the first glance might be taken for included fragments rather than crystals grown *in situ*. They usually show but few and discontinuous twinning lamellæ or are often only simple

---

molecular ratios; the third column gives the »norm» of the rock according to the american method of calculation; in the fourth column are calculated first the composition of the »average felspar» of the rock, that is the percentic ratios of the three felspar-forming molecules, and secondly — as an expression for the acidity of the rock — the percentic ratio of the quartz-forming silica molecules to the total of quartz- and felspar-forming molecules; finally the place (class, order, rang and subrang) and name of the rock in the american quantitative system are indicated.

twins; the polarization is not uniform, but somewhat patchy. Symmetrical extinctions up to 15° have been measured; an individual cut ⊥ c and showing good P-cleavages extinguishes at about 12° in the centre and slightly more at the outer parts; hence the proportion of anorthite molecule cannot exceed the ratio An_7 Ab_{93}. At the utmost border of the crystals there are often irregular seams of a distinctly later growth which exhibit a most intricate structure of about that kind to which the german term »Schachbrettalbit» pertains. This structure seems to appear only in very pure albite felspars just as the evidently quite analogous »moire-microcline» structure described by Brögger and Ussing characterizes one of the purest potash felspars ever analysed.[1] Characteristic of the albitic phenocrysts is also a dusty appearance, which under high power is seen to be due to a staining with small irregular pores. Inclusions of small mica tablets are abundant. Occasional larger grains show an irregular micrographic intergrowth with quartz, a structure not uncommon in rocks of this character.

The groundmass is chiefly composed of more coarsely crystalline aggregates and networks of quartz, biotite and subordinately a »moire-structured» albite (Pl. 7, fig. 3), with interstices of extremely fine-grained masses, the individual graines of which do not as a rule attain 0.01 *mm* in size. In these interstitial masses a fine intergrowth between quartz and albite might be suspected; closer inspection, however, reveals that they are essentially intricately interpenetrating grains of a more or less distinctly moire-structured albite with only subordinate and usually well defined inclusions of quartz. The mica is a light-coloured yellowish biotite. Some larger patches of a greenish bleached and partly chloritized mica may be pseudomorphous after original cordierite, judging from their macroscopical appearance, but no fresh cordierite is present.

---

[1] N. V. Ussing, Meddelelser om Grönland XIV (1894): 12.

Analysis N:o 2. Light-reddish soda granulite. Northern Alabama shaft, Persberg. Analyst: G. Nyblom.

	%	Mol.	Norm:		
SiO_2	78.25	129.55	Q	37.08	Average felspar:
TiO_2	19	24	Or	1.96	Or 2.9
Al_2O_3	12.27	12.01	Ab	53.76	Ab 93.9
Fe_2O_3	05	03	An	1.74	An 3.2
FeO	57	81	Al_2O_3	84	
MnO	01			Σ sal. 95.38	Acidity:
MgO	1.22	3.05			$\frac{Q}{Q+F}$ . . . . 39.2 %
CaO	35	63	$MgSiO_3$	3.06	
Na_2O	6.33	10.21	$FeSiO_3$	68	
K_2O	33	35	$FeTiO_3$	36	Quant. Classif.:
P_2O_5	tr.	—	Fe_3O_4	07	I:3:I:5
S	02	06	Apatite	—	*Westphalose*
H_2O	60		FeS_2	04	
				Σ fem. 4.21	
	100.19			99.59	

H_2O at 105° 0.08 %. Sp. g. 2.64.

This rock, although almost exactly agreeing with the preceding in chemical composition, is of a considerably different aspect and structure. Macroscopically only some irregularly distributed dark greenish stripes of micaceous matter are discernible in the uniform, pale reddish, dense-looking rock mass. Under the microscope the latter dissolves into an even-grained granulitic mixture of quartz and albite with the average size of the quartz grains amounting to 0.03 à 0.05 *mm*. The albite grains show indistinct twinning. A few larger grains of albite and quartz rarely exceeding 0.1 à 0.2 *mm* in size may be observed but otherwise porphyritic structure is practically absent. The biotite is always more or less bleached and chloritized under development of abundant small crystals of anatase- and brookite-like aspect which also occur independently spread through the whole rock mass.

Analysis N:o 3. White soda granulite. Southern side of Högberget, Persberg. Analyst: Naima Sahlbom.

	%	Mol.	Norm:		
SiO_2	79.85	132.20	Q	41.64	Average felspar:
TiO_2	22	28	Or	1.78	Or 3.2
Al_2O_3	12.09	11.83	Ab	50.71	Ab 95.3
Fe_2O_3	11	07	An	82	An 1.5
FeO	14	21 (FeO + MnO)	Al_2O_3	1.63	
MnO	01		Σ sal.	96.58	Acidity:
MgO	1.20	3.00			$\frac{Q}{Q+F}$ 43.8
CaO	23	41	$MgSiO_3$	3.01	
Na_2O	5.97	9.62	$FeTiO_3$	32	
K_2O	30	32	Fe_2O_3	11	Quant. Classif.:
P_2O_5	05	(12)	TiO_2	05	I:3:I:5
H_2O	40		Apatite	12	*Westphalose*
			Σ fem.	3.61	
	100.57			100.19	

A sugar-like almost snow-white rock with irregular branching nests of micaceous matter drawn out in the direction of foliation. The microscopical structure (Pl. 7, fig. 4) perfectly agrees with that of the preceding type. The colour of the mica is extremely feeble. Small prisms of a very feebly coloured tourmaline are frequently present in the micaceous portions. Rounded as well as prismatic grains of a TiO_2-mineral, chiefly rutile, are fairly abundant. No apatite accounts for the P_2O_5 of the analysis but abundant small rounded grains of a somewhat zircon-like character may be of some other kind of phosphatic mineral.

The close agreement between the published analyses of these otherwise somewhat diverging varieties from different localities points to a remarkably good chemical constancy of the Persberg granulites. Their most conspicuous chemical feature is the extremely sodic character, which in combination

with the rather high acidity places the rocks in the extreme westphalose subrang of the american quantitative classification. Another feature of interest is the high percentage of magnesia as compared with the very feeble amount of iron. This relation manifests itself in the almost phlogopitic character of the mica constituent; in regard of the very low potash content of the rocks it may also be concluded that this mica must contain a notable amount of soda. — The extremely sodic character of the Persberg granulites is also illustrated in two older analyses long ago executed by the well known swedish chemist SVANBERG, which may be quoted here for the sake of completeness[1]:

	I.	II.
SiO_2	77.93	74.95
Al_2O_3	13.19	11.73
Fe_2O_3	59	1.60
MgO	22	1.32
CaO	1.22	50
Na_2O	5.93	6.49
K_2O	08	35
Ign.	26	21
	99.42	97.15

I. Light reddish »hälleflinta», Persberg; II. Slightly more dark-coloured variety, ibdm.

In this connection some brief petrographical notices may be given also of certain other types of rocks which are characteristic for the Persberg ore field.

Skarn-banded soda granulites. In the Persberg ore field pyroxene- and amphibole- bearing varieties of soda granulites are almost entirely confined to the immediate borders of some of the skarn deposits. In such border phases the pyroxene usually displays a marked tendency to segregate into separate more or less sharply defined bands and lumps, which in their rather capricious schlieren-like distribution and

[1] Förh. vid Skand. Naturf.-mötet i Stockh. 1842, p. 535.

usually vere sinuous course give a very instructive reproduction on a small scale of the singularities which characterize the skarn rocks of this ore field as a whole in their geological appearance and relations to the bordering soda granulites. This is especially well illustrated in the rocks exposed at the entrance of the old Tilas' adit, on the eastern side of Högberget (fig. 2). The light-coloured component of



Fig. 2. Skarn-banded soda granulite from Tilas' adit, Högberget, Persberg. Nat. size.

these very variegated rocks is a pale-reddish or whitish albite granulite closely agreeing, in structure and composition, with the above described soda granulite from the Alabama shaft excepting the heterogeneous dilution with small grains of a greenish pyroxene instead of biotite; an unusually high amount of zircon is also noticeable. The more dark-coloured skarn-like portions consist of more or less compact finely granular masses of a greenish pyroxene impregnated with grains

of magnetite; the latter are often surrounded by seams of a yellow-brownish orthite-epidote, which also occurs in larger compact segregations. The pyroxene is of a rather vivid colour and marked pleochroism in greenish and yellowish tints with more deep-coloured borders; the angle c : c was measured to 49° in the centre of a grain and seems to increase in the border seams. The rather vivid greenish colour, the high extinction angle and a marked dispersion of the bisectrices probably indicate a not inconsiderable proportion of a soda pyroxene molecule in the pyroxene of these border rocks which, so far as known is not indicated in the pyroxene of the more compact skarn deposits. — At other places as for inst. along the northern side of the Krangrufve layer very fine-grained whitish green transition rocks are met with, which consist of a more homogeneous intermixture of a feebly coloured pyroxene with albite and a small quantity of quartz.

Cordierite-bearing soda granulites. A mineral which is of very wide-spread occurrence in the Persberg soda granulites is *cordierite.* This mineral, however, does not occur as a uniformly distributed constituent but usually appears in the shape of rounded nodules and patches of brownish or greenish colour and greasy lustre. At some places, as for inst. on the western side of Bertilsviken, there is a tendency to interbanding between light-coloured layers of typical soda granulite and more dark-coloured layers rich in cordierite. The cordierite is drawn out in fine light-brownish stripes in the direction of foliation. It is perfectly fresh with marked yellowish pleochroism; it usually appears in poikilitic intergrowth with some quartz, forming larger elongated individuals, which show an approximately uniform orientation in the different stripes. Between the stripes of cordierite are whitish stripes of soda granulite as well as grayish stripes essentially containing quartz and a yellowish biotite; with the latter are associated some flakes of muscovite, a mineral otherwise very rarely met with in the Persberg rocks.

Cordierite-gedrite-rocks. At several places in the ore field but most abundantly at the old silver and copper mines on the northern side of Getön a peculiar type of rock is met with, which is essentially composed of flinty-looking cordierite crowded with radiated groups, usually about one cm in diametre, of a brown-grayish fibrous gedrite. The gedrite is of a pale coloured and feebly pleochroic, optically positive variety, probably of a moderate FeO-percentage. The cordierite is in the usual spongy intergrowth with a variable amount of quartz. Through interstitial granular masses of albite and quartz transitions to cordierite-bearing soda granulites are

	Analysis N:o 4. Quartz- cordierite-gedrite-rock. Northern side of Getön, Persberg. Analyst: NAIMA SAHLBOM.	*Quartz-gedrite-rock. Flogberget, Dalecarlia.* Analyst: R. MAUZELIUS
SiO_2	70.24	67.18
TiO_2	15	10
Al_2O_3	9.72	10.09
Fe_2O_3	83	1.87
FeO	8.98	11.96
MnO	04	15
MgO	8·97	5.11
CaO	00	50
Na_2O	12	1.47
K_2O	13	65
P_2O_5	01	01
S	—	01
H_2O	1.23	80
	100.42	99.90

performed. The chemical composition of the rock from Getön is shown in analysis n:o 4. For comparison an analysis of a related rock from Flogberget in southern Dalecarlia is also reproduced.[1] Chemically the two rocks chiefly differ in the relative proportions of MgO and FeO (MgO: (MgO + FeO) = resp. 64 and 43 %). The mineral composition of the Getö rock

[1] H. E. JOHANSSON. The Flogberget iron mines. Geol. För. Förh. Bd. 32 (1910) : 414.

may be calculated at about 20 % cordierite, 40 % gedrite and 40 % quartz, while in the more ferrous Flogberg rock the cordierite is entirely replaced by the two other minerals.

With respect to chemical composition as well as geological relations these interesting cordierite-gedrite rocks may be regarded as a special quartzy type of skarn rocks; in fact such rocks have been recognized by us in all more important skarn ore districts as well as at several sulphide ore deposits of Central Sweden.

Cummingtonite skarn. Among the skarn masses of the Persberg ore field TÖRNEBOHM has distinguished between two mineralogical types, viz pyroxene skarn, partly rich in garnet (andradite), and amphibole skarn, always without admixed garnet. According to him the two types of skarn occur well separated from each other in a number of layers which were regarded as marking certain definite horizons in the stratified rock series of the ore field. While the garnet-bearing pyroxene skarn has attracted much interest, especially because of its mineralogical analogies with such lime-silicate masses usually rich in andradite which occur replacing limestone at many iron ore deposits of true contact ore districts, little attention has been bestowed on the amphibole skarn of Persberg. In this respect, however, the latter type of skarn also seems worth of some interest, as it is a fact that this amphibole skarn consists in part entirely of amphiboles free from lime, of the variety known as *cummingtonite* or *amphibole-anthophyllite.*

This type of amphibole skarn, which seems to be of rather frequent occurrence also in other skarn ore districts of Central Sweden, is macroscopically recognized by means of its characteristic greasy lustre and brown-grayish tint, which evidently is not developed in any true actinolite skarn; besides it has a more marked tendency to a long-fibrous development. It seems readily subjected to hydration and in many places is found only in a more or less advanced stage of alteration

into talc. Not improbably a good deal of the talc skarn found at several mines at Persberg may be traced back to original cummingtonite skarn. For testing the macroscopical diagnosis a fresh specimen of cummingtonite skarn has been analysed:

Analysis N:o 5. Cummingtonite skarn. SW of Storgrufvan, Odalfältet, Persberg. Analyst: NAIMA SAHLBOM.

SiO_2	50.99
TiO_2	02
Al_2O_3	3.78
Fe_2O_3	85
FeO	21.70
MnO	18
MgO	18.61
CaO	00
Na_2O	,24
K_2O	31
P_2O_5	02
S	03
H_2O	2.77
	99.55

The analysed specimen is taken from an outcrop on the southwestern side of the open cut of Storgrufvan. It is a very dense, heavy rock with scarcely perceptible fibrous fracture and the usual brown-grayish colour. Under the microscope it resolves into a fine felt of apparently colourless amphibole needles with no high birefringence and an extinction c:c amounting to about 19°. Notwithstanding the considerable amount of water shown in the analysis no talc can be seen. — Chemically this type of skarn is evidently most nearly related to the cordierite-gedrite rocks previously described and in fact usually appears in association with cordierite-bearing rocks. On the other hand a derivation from original limestone or dolomite can scarcely be assumed in the case of this kind of skarn rocks.

»Granitoid» soda granulites. Along the eastern border of the area occupied by the skarn- and ore-bearing, fine-grained soda granulites another type of soda rocks are met with which were distinguished by TÖRNEBOHM under the name of »granular eurites» and later also as »granitic porphyroids». These rocks may be characterized merely as highly porphyritic phases of the Persberg soda granulites, in which the porphyritic crystals of albite and quartz have developed in very great abundance so as to become more or less predominating over the granulitic groundmass. Hence the rocks present a more coarse-grained gneissose or sometimes almost granitic appearance.

The most massive granite-looking varieties are met with in the islands Storön and Elgön in lake Yngen. A specimen of the rock from Elgön is speckled with fine-grained reddish and more coarsely granular grayish patches; in addition also some irregularly distributed femic patches chiefly containing a fibrous amphibole may be discriminated. Under the microscope the grayish patches are seen to consist of thickly aggregated crystals of albite and quartz with subordinate interstices of a granular albite-quartz-mass crowded with clusters of fibrous amphibole. The quartz grains when surrounded by groundmass frequently show good idiomorphic outlines although often distorted under development of strain shadows. The albite crystals are quantitatively predominating and reach a size of 2—3 *mm.* Symmetrical extinctions of up to 15° and extinctions $\perp$ c of 17°—18° point to a molecular ratio of about An_6 Ab_{94} with only slight indications of any zonal structure. »Moire» structure is not developed. Abundant small rounded inclusions of quartz are invariably present. Occasional crystals exhibit a beautiful micrographic intergrowth with quartz (Pl. 7, fig. 5—6). The reddish fine-grained portions of the rock chiefly consist of granulitic aggregates of albite and quartz, the latter always subordinate in quantity and sometimes almost lacking; phenocrysts are only sparingly or not

at all developed in these portions. The amphibole is of a faintly coloured actinolitic variety (𝔞 yellowish 𝔟 greenish, 𝔠 pale-bluish) with a fine parting || 001; in other specimens of the rock it is replaced by radiated groups of an almost colourless (megascopically brownish) strongly polarizing variety, no doubt a cummingtonite, sometimes associated with cordierite. — An analysis of this type of granulite, which is not immediately connected with any ore deposits has not been executed, but its mineralogical composition points to a somewhat less acid phase of the same type of soda rocks as is represented in the ore-bearing granulites of the Persberg ore field.

The Nordmark ore field.

The iron ore deposits at Nordmarksberg occur in a large body of pyroxene-amphibole-skarn and associated crystalline dolomite which is surrounded by granulitic rocks. The granulite so far as can be judged from the few existing outcrops is a whitish to grayish easily crumbling soda granulite usually with marked porphyritic development. In its megascopical appearance it closely agrees with the whitish soda granulites at Persberg; its mica constituent however is mostly of a somewhat deeper colour and the brownish patches of cordierite so common in the Persberg rocks are not seen at Nordmarksberg. The close correspondency also in chemical composition is proved by the analysis n:o 6 which chiefly differs in the slightly lower acidity and the marked content of FeO.

The analysed specimen, which is taken from the underground workings, is of a somewhat darker brownish gray colour and a more compact appearance as compared with the rock in the surface outcrops but otherwise it is of the same character. It contains fairly numerous phenocrysts of bluish gray quartz up to 2 *mm* in size and less abundant but often larger ones of striated felspar (Pl. 8, fig. 8). They are

Analysis N:o 6. Grayish soda granulite from the drive »Ormen långe» at 260 m level. Nordmarksberg.
Analyst: NAIMA SAHLBOM.

	%	Mol.	Norm:		
SiO_2	76.62	126.85	Q	36.28	Average felspar:
TiO_2	15	19	Or	3·62	Or 6.2
Al_2O_3	13.20	12.92	Ab	49.69	Ab 90.6
Fe_2O_3	08	05	An	1.85	An 3.2
FeO	1.16	1.67	Al_2O_3	2 22	
MnO	04		Σ sal.	93.66	Acidity:
MgO	1.41	3.52			$\frac{Q}{Q+F}$ 39.7
CaO	49	87	$MgSiO_3$	3.54	
Na_2O	5.85	9.43	$FeSiO_3$	1.89	
K_2O	61	65	$FeTiO_3$	28	Quant. classif.:
P_2O_5	09		Fe_3O_4	12	I:3:I:5
H_2O	25		Apatite	21	*Westphalose*
				6.04	
	99.95			99.70	

embedded in a fine-grained indistinctly laminated groundmass stained with black mica stripes. Under the microscope some of the quartz crystals show fairly idiomorphic outlines although often flattened in the direction of foliation; they are thickly stained with the common hair-like inclusions. The albite crystals present the usual dusty appearance and irregular twinning and are filled up with mica tablets; symmetrical extinctions at least up to 16° and extinctions of 14° ⊥ a point to a molecular ratio about An_4 Ab_{96}. The groundmass is a fairly uniform mixtura of polyhedral grains of albite and quartz, the latter averaging 0.03 *mm* in size; occasionally there is a rough approximation towards a radiated micrographic intergrowth. In the larger albite grains of the groundmass moire twinning is well developed. The mica is a brownish not distinctly biaxial biotite. Very subordinately a rather markedly pleochroic gedrite-like amphibole is also

present; it appears in long slender prisms which break up into aggregated fibres with distinctly oblique extinction. The minor constituents include rutile, a scaly iron ore and occasional larger prisms as well as abundant small rounded grains of zircon and perhaps also some zircon-like phosphate; certainly the few grains of apatite that can be detected in the slide cannot account for the whole content of P_2O_5 shown by the analysis. A few clusters of zinkblende also have been recognized in the slide.

The Finnmossen ore field.

The important skarn ore deposit at Finnmossen is accompanied by only small masses of skarn rock and in part borders directly on the surrounding granulitic rocks. At this mine outcrops are almost entirely wanting, and the following statements about the ore-bearing rocks are based chiefly upon a study of the material brought up into the dumps from the various underground workings. The rocks here observed are of a general gray or whitish gray colour and for the most part of a distinctly coarser appearance as compared with the granulites at Persberg and Nordmarksberg; porphyritic development seems to be lacking. As to their mineralogical and chemical constitution chiefly two types of granulites seem to be represented which, however, are not always easily distinguished only by their megascopic characters. One is a decided soda granulite entirely devoid of any potash felspar but partly rich in a black mica and more or less gneissose in appearance. The other is more intermediate in character and contains soda plagioclase and microcline felspar associated in about equal proportions or even with the latter distinctly predominating. According to personal communication from Mr O. Bäckström of Uppsala, who has recently undertaken an underground investigation of the mine, only rocks of the first type are observed close to the ore, while microcline-bearing rocks are met with at some distance in the foot-wall.

Analysis N:o 7. Gray soda granulite rich in biotite. Dump[1] *at Finnmossen, parish of Nordmark.* Analyst: NAIMA SAHLBOM.

	%	Mol.	Norm:			
SiO_2	76.83	127.20	Q	40.36	Average felspar:	
TiO_2	16	20	Or	11.39	Or	22.5
Al_2O_3	12.78	12·51	Ab	36.60	Ab	76.9
Fe_2O_3	35	22	An	30	An	0.6
FeO	1.22	1.78	Al_2O_3	3.48		
MnO	06		Σ sal.	92.13	Acidity:	
MgO	1·95	4.87			$\frac{Q}{Q+F}$	45.5
CaO	06	11	$MgSiO_3$	4.89		
Na_2O	4.31	6.95	$FeSiO_3$	1.80		
K_2O	1.92	2.04	$FeTiO_3$	30	Quant. classif.:	
P_2O_5	tr.		Fe_3O_4	51	I:3:I:4	
H_2O	42		Apatite	tr.	*Taurose*	
			Σ fem.	7.50		
	100.06			99.63		

The analysed rock presents a whitish granulitic groundmass thickly lined with elongated narrow stripes of black mica which mineral also occurs concentrated into occasional broader lenticular segregations of a more coarsely tabular development. No porphyritical grains of quartz and felspar can be detected. The whitish groundmass of the rock contains a granular mixture of quartz and albitic plagioclase crowded with abundant small nests of muscovite. The quartz is in grains of a somewhat variable size the average of which may be estimated at 0.1 *mm*; this coarseness of grains as well as other microscopical features characterizes the rock as a petrographic transition phase between the typical granulites and the more decidedly gneissose members of the ore-bearing formation. The plagioclase shows regular twinning,

[1] Mr. BÄCKSTRÖM who has examined the specimen analysed states that it is probably derived from the crosscut at 238 *m* level driven in towards the ore belt from the inclined shaft in the foot-wall.

often with rather fine lamellæ. The measured extinction angles — about 16° max. ⊥ 010 and 14° ⊥ a — would seem to point to a member slightly richer in the An-molecule than is consistent with the extremely small percentage af CaO shown by the analysis; the same extinctions, however, may also be found in a more purely albitic felspar containing a certain proportion of the Or-molecule. Certainly the deep-brownish biotite of the rock, however abundant, and the subordinately associated muscovite cannot account for the whole potash content of the analysis and there are no indications of any second kind of felspar. The minor constituents are abundant zircon, some rutile and occasional grains of a carbonate; neither iron ores nor apatite can be detected.

Analysis N:o 8. Light-grayish intermediate granulite. Dump at Finnmossen, parish of Nordmark. Analyst: NAIMA SAHLBOM.

	%	Mol.	Norm:		
SiO_2	73.69	122·00	Q	28.30	Average felspar:
TiO_2	36	45	Or	31.14	Or . . . . . . 46·9
Al_2O_3	13.57	13.28	Ab	31.85	Ab 51.0
Fe_2O_3	42	26	An	1.40	An 2.1
FeO	62	89	Al_2O_3	1.18	
MnO	02		Σ sal.	93.87	Acidity:
MgO	1.70	4.25			$\frac{Q}{Q+F}$ 30.5
CaO	36	64	$MgSiO_3$	4.27	
Na_2O	3.75	6.05	$FeSiO_3$	23	
K_2O	5.25	5.57	$FeTiO_3$	68	Quant. classif.:
P_2O_5	06	14	Fe_3O_4	61	I : 4 : I : 3
H_2O	32		Ap	14	*Liparose*
			Σ fem.	5.93	
	100.12			99 80	

The external appearance of this fairly uniform even-grained light-grayish rock would suggest a common soda granulite. At microscopical examination it resolves into a mixture

of quartz, perthitic microcline, albitic plagioclase and chestnut-coloured mica. The size of the quartz grains is between 0.05 and 0 12 *mm* with occasional vein-like segregations chiefly containing a more coarsely granular quartz crowded with small inclusions of microcline. The microcline felspar is in distinct excess over the plagioclase. It has a very fine cross-hair-twinning with rolling extinction and includes not abundant although fairly broad perthitic lamellæ; the whole appearance suggests an average proportion of the Ab-molecule of about 20 %. The plagioclase is not frequently well twinned; sections cut ⊥ α extinguish at 11°—12°; the maximal symmetrical extinction measured amounts to 16°. The biotite is of a more distinctly biaxial type than is the case in the rocks previously described and frequently includes prisms of rutile. Some flakes of muscovite are also present. Iron ore and apatite are lacking but grains of zircon or other zircon-like minerals are not rare.

So far as hitherto known, a similar intermediate sodipotassic composition is not frequently met with in the typical granulitic rocks of Central Sweden while it seems to be rather characteristic of the more coarse-grained red salic gneisses of the ore-bearing formation. It should also be noted that in most alcaline granites of a similar composition the soda felspar is almost entirely crystallized in the shape of a microperthite very rich in albite, while in the Finnmossen granulite it chiefly occurs in separate grains of albite associated with a microperthite rather poor in soda felspar.

The Taberg ore field.

At Taberg no outcrops are found in the neighbourhood of the mines. The ore deposits as represented on the official map occur ascociated with limestone and considerable skarn rock in lenticular deposits interstratified with granulitic rocks. The granulites as seen in the dumps are whitish to grayish in colour and moderately fine to rather coarse in grain; por-

phyritic structure is not very conspicuous, or it is usually altogether lacking. The same association between typical soda granulites and microcline-bearing rocks of an intermediate or fairly potassic character, which bas been described from Finnmossen, also exists at Taberg. Rocks of both types frequently occur interbanded with narrow branching layers of skarn containing a black amphibole as well as some pyroxene and epidote. As the granulites in their essential chemical features evidently closely correspond with those at Finnmossen, no analyses have been executed, but some brief microscopical observations of the types may be given.

Whitish amphibole-bearing soda granulites. This type of granulite consists of a saccharoid distinctly foliated mixture of quartz and albite with scattered blackish streaks and patches rich in hornblende. The mineral composition may be estimated at about 55 per cent of albite, 40 per cent of quartz and some few per cent of amphibole, titanite, zircon and calcite. The average size of the quartz grains amounts to 0.06 *mm*. The albite is not frequently twinned and then with few and broad lamellæ; symmetrical extinctions up to —16 $^{1}/_{2}$° have been measured. The amphibole for the most part is of a rather pale-coloured variety with strong birefringence. Titanite, which mineral generally seems to be entirely lacking in the usual mica-bearing granulites of this ore district, is rather abundant in the present type forming raws of rounded grains. Grains of calcite occur scattered throughout the rock.

Gray gneissose binary soda granulites. Rather coarse-grained well foliated rocks of decidedly gneissose appearance, containing scattered not very conspicuous larger lath-shaped crystals of albite as well as rounded grains of quartz. The quartz grains of the »groundmass» measure about 0.15 *mm* as an average. The albite possesses excellent twinning but otherwise agrees in its optical properties with the albite of the preceding type. The micaceous laminas contain considerable muscovite associated

with a greenish bleached biotite rich in the usual needles of rutile. Rutile and zircon are the only minor constituents observed.

Light grayish microcline-albite-granulites. These rocks, as also is the case at Finnmossen, appear hardly distinguishable from the associated soda granulites only by megascopical characters. The slides examined show a granulitic mixture of quartz, perthitic microcline with fine cross-hair structure and a not very regularly twinned albite. The size of the quartz grains is about 0.08 *mm.* The microcline, on the whole, appears to be in some excess over the albite. The perthitically included soda felspar is largely segregated to the periphery of the microcline grains forming broad wedge-like patches.

The extinction angles of the plagioclase — up to 17°—18° ⊥ 010 and 14°—15° ⊥ α — indicate a fairly pure albitic member. Small flakes of an olive-coloured mica occur irregularly distributed through the rock. It is accompanied by abundant grains of epidote with frequent orthitic kernels as well as by small grains of zircon, a strongly pleochroic titanite and a little fluorspar. Curiously enough the femic constituents of the rock display a marked tendency to segregate into narrow veins, which often run quite across the general foliation of the rock but otherwise make no impression of secondary formations.

The Jakobsberg ore field.

The hausmannite deposits at Jakobsberg and some adjacent mines occur in a zone of crystalline limestones interstratified with reddish granulites. The granulite is best exposed at Backgrufvan, a small mine situated some hundred meters southwards of the Jakobsberg mine. The rock is reddish gray in colour with scattered grains of opalescent quartz standing out from the comparatively coarsely crystalline groundmass. Very characteristic of the rock is the tendency of its mica to segregate into branching nests and small veins

which often run quite obliquely to the general direction of foliation. The next analysis N:o 9 illustrates the decidedly potassic character of this kind of granulite.

Analysis N:o 9. Reddish potash granulite. Backgrufvan at Jakobsberg, parish of Nordmark. Analyst: NAIMA SAHLBOM.

	%	Mol.	Norm:		
SiO_2	70.82	117.25	Q	21.91	Average felspar:
TiO_2	24	30	Or	52.14	Or 74.7
Al_2O_3	13.21	12.93	Ab	16.05	Ab 24.4
Fe_2O_3	1.04	65	An	63	An 0.9
FeO	2.08	3.04	Al_2O_3	33	
MnO	11		Σ sal.	91.06	Acidity:
MgO	1.66	4.15			$\frac{Q}{Q+F}$ 24.4
CaO	14	25	$MgSiO_3$ . . .	4.17	
Na_2O	1.89	3.04	$FeSiO_3$	2.77	
K_2O	8.79	9.33	$FeTiO_3$	46	Quant. classif.:
P_2O_5	01	(02)	Fe_3O_4	1.51	I:4:I:2
H_2O	43		Apatite . . .	02	*Omeose*
			Σ fem.	8.93	
	100.42			99.99	

Notwithstanding its comparatively low acidity this rock contains phenocrysts only of quartz, of a size between 0.25 and 1 *mm*. They frequently have fairly idiomorphic outlines and are stained with the usual hair-like inclusions. In the groundmass microcline is the predominating constituent. It is in grains of an average size of about 0,06 *mm* which show a fine cross-twinning and contain distinct, although not abundant perthitic spindles. At the junction of the individual grains of microcline small areas of a cloudy felspar which evidently is a plagioclase may be observed. A distinct lamination results from an alternation between purely felspathic stripes and others containing a granular mixture of felspar and quartz in various proportions. In addition there are some

broader elongated stripes, evidently of a somewhat later grow, which consist essentially of a more coarsely crystalline quartz with subordinate small grains of microcline. The quartz of such coarse-grained segregations never contains the hair-like inclusions so characteristic for the proper phenocrysts. The abundant mica is a deeply olive-coloured biotite; in the larger nests of mica also flakes of muscovite often occur. Some more salic stripes of the rock are impregnated with small grains of hematite but otherwise the iron which it contains is entirely absorbed by the mica. Occasional rather large crystals of zircon and a few small grains of apatite may be noticed.

The Långban ore field.

Potash granulites on the southwestern side of the ore-bearing dolomite stock. The large irregular body of dolomite marble within wich the ore deposits of the Långban mining field are included borders along its southwestern side on a belt of granulitic rocks which are chemically characterized by a highly potassic composition. These granulites are light coloured, usually in reddish tints, and rather fine-grained with a more or less conspicuously porphyritic appearance due to the development of larger quartz grains. They are sometimes traversed by networks of green silicates, chiefly pyroxene; at other places veins and irregular segregations of a dark coloured quartz heavily stained with hematite grains are of frequent occurrence. Two specimens of this kind of granulite have been analysed.

The analysed rock N:o 10 contains abundant lenticular grains and elongated stripes of opalescent quartz measuring up to 2 *mm* in breadth. The reddish or reddish gray groundmass shows an indistinct very fine banding which becomes well conspicuous on weathered surface. Microscopically this rock is of interest in showing a well marked sequence of crystallization. Of the megascopic quartz grains only a few small ones present the characters of crystals of early growth. The other are merely ill-defined

Analysis N:o 10. Red potash granulite. Lappåsen, on the southeastern side of Hyttsjön, Långban.
Analyst: NAIMA SAHLBOM.

	%	Mol.	Norm:		
SiO_3	77.59	128.46	Q	41.09	Average felspar:
TiO_2	17	21	Or	52.32	Or 94.6
Al_2O_3	11.61	11.36	Ab	2.29	Ab 4.4
Fe_2O_3	92	58	An + Ce	57	An + Ce . . . 1.0
FeO	24	35	Al_2O_3	1.39	
MnO	01		Σ sal.	97.66	Acidity:
MgO	50	1.25			$\frac{Q}{Q+F}$ 42.7
CaO	10	20	$MgSiO_3$	1.26	
BaO	03		$FeTiO_3$	26	
Na_2O	27	44	Fe_2O_3	92	Quant. classif.:
K_2O	8.82	9.36	TiO_2	03	I:3:I:1
P_2O_5	tr.	—	FeS_2	21	No name.
S	11	34	Apatite	tr.	
H_2O	11		Σ fem.	2.68	
	100.48			100.34	

coarsely crystalline segregations in the groundmass, which make the impression of latest products of crystallization, just as the quartz masses in the centre of a zoned pegmatite dike (Pl. 8, fig. 11). No phenocrysts of felspar are observeable; they are substituted by abundant areas of somewhat coarsely crystalline aggregates of microcline. Most grains of microcline are twinned only after the albite law with few and broad, wedge-like lamellæ; not a trace of perthitic inclusions can be detected. The stripes of groundmass which are grown immediately upon the phenocrysts of quartz and phenocrystic aggregates of microcline, consist of a very finely granular mixture of microcline and quartz, the grains of the latter often falling below 0.01 *mm*; outwards from these centres the groundmass rapidly grows more coarse-grained and finally

grades into the above mentioned coarsely granular segregations. Of other constituents the rock contains innumerable small tables of hematite, irregular flakes of a greenish biotite, rather abundant grains of zircon, traces of orthite and occasional flakes of muscovite. The megascopical finely banded appearance is partly due to the distribution of the femic constituents into narrow sheets but chiefly to a general parallel arrangement of alternating coarse-grained and fine-grained portions of groundmass.

Analysis N:o 11. Light reddish potash granulite. Railway cutting 1.5 km S of Långbanshyttan station.
Analyst: NAIMA SAHLBOM.

	%	Mol.	Norm:		
SiO_2	74.41	123.20	Q	37.44	Average felspar:
TiO_2	16	20	Or	47.28	Or 83.9
Al_2O_3	12.61	12.34	Ab	8.06	Ab 15.2
Fe_2O_3	2.86	1.79	An	50	An 0.9
FeO	18	26 (FeO + MnO)	Al_2O_3	2.22	
MnO	01		Σ sal.	95.50	Acidity:
MgO	36	90			$\frac{Q}{Q+F}$ 40.1
CaO	10	18	$MgSiO_3$	90	
Na_2O	95	1.53	$FeTiO_3$	30	Quant. classif.:
K_2O	7.97	8.46	Fe_3O_4	15	I:3:I:2
P_2O_5	tr.	—	Fe_2O_3	2.76	*Magdeburgose*
H_2O	41		Apatite	—	
			Σ fem.	4.11	
	100.02			99.61	

This rock looks like a cataclastically deformed phase of the preceding type, with a sericitic lustre developed on the cleavage planes. It contains a few larger crystals of quartz and also some of microcline, more or less mashed and drawn out in the direction of foliation. In the groundmass thin stripes

of almost crypto-crystalline aggregates of microcline with undulous, occasionally somewhat radiating extinction alternate with other stripes consisting of a mixture of microcline and quartz of a more variable coarseness. Coarsely granular segregations of quartz with subordinate microcline, of the same character as described in the rock from Lappåsen, also occur in the present type; they show but faint indications of the mashing and rolling otherwise so strongly marked in the rock. The microcline possesses an indistinct irregular cross-twinning; notwithstanding the marked percentage of soda shown by the analysis neither perthitic inclusions nor grains of independent plagioclase can be detected. Muscovite and hematite both occur abundantly distributed in very fine stripes.

Micaceous and aluminous rocks associated with the ore-bearing dolomite. The immediate contact between the potash-granulites just described and the dolomite is not observed here. According to an observation on the shore of Hyttsjön the usual salic granulite when approaching to the contact appears to be replaced by more dark-coloured micaceous rocks poor in quartz but with irregular quartzy layers and segregations containing an altered cordierite as well as spongy patches of andalusite. Similar rocks are frequently met with in the mines intercalated in the ore-bearing dolomite. In composition they constitute a peculiar series varying from quartz-free biotite- and biotite-microcline rocks of an almost minette-like character to rather quartzose varieties usually rich in aluminous silicates. A good deal of what is called »skölar» in the mine is evidently nothing but micaceous rocks of this series in a more or less advanced stage of mechanical and chemical destruction. In fact the dolomite seems to be very intricately interpenetrated by a network of such rocks. In some cases it has been suggested from their geological mode of occurrence that they may once have been intruded into the dolomite in the fashion of true dike rocks which have later been destroyed by dynamic forces and fre-

quently torn into pieces included by the more plastic dolomite. These »sköls» have also been found to guide the ore deposits so that the deposits generally group around the »sköls».

A series of analyses of these rocks were prepared for the Congress Guide of SJÖGREN and may be reproduced und discussed here together with some brief petrographical descriptions.

The biggest of these inclusions of silicate rocks in the dolomite is the »horse» of a dark, micaceous rock, which forms the footwall of the Norrbotten deposit and separates the same from the Storgrufve deposit. From the Båt-drive at 110 *m* level, which is the highest level, where it has been observed, it increases downward in size; at the Räms drive at 130 *m* level it is about 20 *m* and at the Botten drive at 150 *m* its width is more than 30 *m*. Some of the petrogaphical

Analysis N:o 12. Dark grayish andalusite- and cordierite-bearing mica-microcline-rock, Lesjöfors drive, at 150 m level, Långban. Analyst: G. NYBLOM.

	%	Mol.	Norm:	
SiO_2	66.67	110.38	SiO_2	28.91
TiO_2	23	29	Or	40.99
Al_2O_3	18·01	17.62	Ab	7.14
Fe_2O_3	84	53	An	92
FeO	1·22	1.78 (FeO + MnO)	Al_2O_3	8.79
MnO	06		Σ sal.	86.75
MgO	3·54	8.85	$MgSiO_3$	8.89
CaO	21	38	$FeSiO_3$	1.15
Na_2O	84	1.35	$FeTiO_5$	44
K_2O	6.91	7.34	Fe_3O_4	1.22
P_2O_5	02	(05)	FeS_2	11
S	06	19	Apatite	05
H_2O	1.27		Σ fem	11.86
	99.88			98.61

H_2O at 105° 0.12 %.

variations shown in this horse are represented by the two following analyses.

The rock N:o 12 presents a dark grayish compact mass with a greenish and violet-brownish tint and a greasy lustre which at once suggests a considerable proportion of aluminous silicates. The main portion consists of a fairly coarse-grained mixture of a slightly perthitic microcline and a chestnut-coloured mica. No plagioclase can be seen but some quartz occurs intermixed in small grains and rounded inclusions. Occasional flakes and skeleton crystals of muscovite may also be noticed. This groundmass includes abundant but small areas of entirely altered cordierite as well as larger and more sharply segregated areas of a fresh andalusite which attain a size of up to 2 *mm.* The andalusite is in skeleton-like intergrowth with much quartz and usually surrounded by borders of a coarsely crystalline mixture of quartz and biotite. A few grains of orthite, zircon and rutile complete the list of constituents.

Analysis N:o 13. Micaceous contact facies of the »horse». Lesjöfors drive, at 150 m level, Långban. Analyst: G. NYBLOM.

	%	Mol.	Norm:		
SiO_2	52.80	87.42	Or	39.80	Average felspar:
TiO_2	42	53	Ab	10.94	Or 68.2
Al_2O_3	17·59	17.21	An	11.58	Ab 18.4
Fe_2O_3	1.46	91	Al_2O_3	3.94	An 18.4
FeO	2.27	3.15	Σ sal.	66.26	
MnO	35	49			Quant. classif.
MgO	12.18	30.45	$(MgFe)_2SiO_4$	12.63	II : 5 : II : 2
CaO	2.39	4.27	$(MgFe)SiO_3$	15.55	*Ciminose.*
Na_2O	1.29	2.08	$FeTiO_3$	80	
K_2O	6.71	7.12	Fe_3O_4	2.12	
P_2O_5	05	(12)	FeS_2	04	
S	02	06	Apatite	12	
H_2O	2.84		Σ fem.	31.26	
	100.37			97.52	

H_2O at 105° 0.28 %.

The chemical and mineralogical composition of the rock is essentially that of a common clay hornfels. At the contact against the dolomite as well as against the ore the horse, however, aquires a more micaceous, lamprophyric character and at the 130 *m* level and, moreover, at several other places it is bounded on the E by a thick sköl of essentially micaceous composition. An analysis (N:o 13) shows the composition of this contact facies of the horse.

In its chemical composition this rock may be well compared with certain special lamprophyric phases of syenitic rocks, as for instance the durbachite and the selagite, although still high in alumina and somewhat low in CaO. Unfortunately the original material for the analysis has been lost so that no further petrographical description can be given.

Analysis N:o 14. Dark gray cordierite-bearing mica-felspar-rock. Bjelke's shaft, at 150 m level, Långban.
Analyst: G. Nyblom.

	%	Mol.	Norm:		
SiO_2	56.12	92.91	Q	3.63	Average felspar:
TiO_2	30	38	Or	46·45	Or . . . 67.9
Al_2O_3	20.20	19.76	Ab	15·89	Ab . . . 24.6
Fe_2O_3	3.05	1.91	An	5.10	An . . . 7.5
FeO	2.47	3.57	Al_2O_3	6.75	
MnO	10		Σ sal.	77·82	Acidity:
MgO	5.61	14.03	$MgSiO_3$	14.08	$\frac{Q}{Q+F}$ 5.1
CaO	1.05	1.88	$FeSiO_3$	1·67	
Na_2O	1.87	3.02	$FeTiO_3$	1.57	
K_2O	7.83	8.31	Fe_3O_4	4.42	Quant. classif.:
P_2O_5	02	(05)	FeS_2	04	II:5:II:2
S	02	06	Apatite	05	*Ciminose.*
H_2O	1.35		Σ fem.	20.83	
	99.99			98.65	

H_2O at 105° 0.17 %.

Among the other »sköls» may here be mentioned only three, from which several smaller ramify. They are: *Storgrufveskölen* (Bruseortskölen), which may be traced 200 *m* and which generally has a dip to north but in some places is vertical; this sköl guides the deposits of Storgrufvan and Collegiegrufvan, which are situated above the sköl; The *Japan-sköl*, which stands vertically and has the Japan-deposit on the northern side, and the Norrbotten on the south side; The sköl of Collegiegrufvan bounds the ore-bearing field towards east; it has a dip to west and determines the pitch westward, common to all deposits in this ore field.

The two following analyses (N:o 14 and 15) are from some smaller »sköls» belonging to the system of the Storgrufvesköl.

The rock N:o 14 presents a dark greenish gray mass of a somewhat greasy lustre, in which nothing but some irregularly distributed grains of a dark coloured quartz can be megascopically distinguished. Microscopical examination reveals an intricate mixture of biotite and felspar which sweeps around irregularly distributed areas of a more or less altered cordierite usually crowded with inclusions of the other minerals. These areas frequently show the characteristic division into sector-shaped subareas due to twinning, as well as the well known yellowish pleochroic coronas around included grains of zircon. The mica is of a greenish brown not very deeply coloured — α almost colourless — but vividly polarizing variety. The predominant felspar is a microcline-perthite rather rich in perthitic inclusions suggesting an average amount of about 25—30 % Ab. A considerable amount of a cloudy not usually twinned plagioclase is also associated which frequently has myrmekitic seams developed at the borders towards the microcline. Of other constituents hematite occurs abundantly as well as a little zircon and apatite. No grains of quartz can be detected in the main portion of the rock; this mineral only occurs in the shape of occasional irregular larger grains

or coarsely granular aggregates, partly of an appearance suggesting foreign inclusions or relic clastic grains but in other cases holding inclusions of the other constituents. This quartz is invariably stained with abundant fine scales of hematite and may perhaps be of a similar nature as the well known deposits of ferrugineous quartz which accompany the ore shoots of this mine.

In chemical respect the present rock may be said to unite the characters of a kind of lamprophyric rock with those of a common clay hornfels.

Analysis N:o 15. Cordierite-bearing quartz-mica rock? Smedje-drive, 150 m level, Långban. Analyst: G. NYBLOM.

	%	Mol.	Norm:	
SiO_2	69.47	115.02	SiO_2	34.38
TiO_2	23	29	Or	17.62
Al_2O_3	13.67	13.38	Ab	17.58
Fe_2O_3	1.35	84	An	3.59
FeO	2.47	3.52	Al_2O_3	5.72
MnO	06		Σ sal.	78.89
MgO	5.71	14.27	$MgSiO_3$	14.33
CaO	76	1.36	$FeSiO_3$	3.03
Na_2O	2.07	3.34	$FeTiO_3$	44
K_2O	2.97	3.15	Fe_3O_4	1.96
P_2O_5	03	(07)	FeS_2	11
S	06	19	Apatite	07
H_2O	1.11			19.94
	99.96			98.83

H_2O at 105° 0.18 %.

The original material of this analysis having been lost, no statements about its petrographical characters can be given. From the chemical analysis it may be concluded that the analyzed rock represents a phase of the present rock series in which the potash felspar has almost disappeared and which

approaches to certain types of quartzy cordierite-rocks known rom several other mines of Central Sweden.

The next analysis is from the *Japan-sköl*, the second of the main-sköls in the Långban-mine.

Analysis N:o 16. Dark coloured mica-microcline-rock. Working Japan. Bordering the ore deposit. Analyst: G. NYBLOM.

	%	Mol.	Norm:		
SiO_2	52.91	87.60	Or	59.02	
TiO_2	12	15	Ab	7.90	
Al_2O_3	23.04	22.54	An	2.07	
Fe_2O_3	1.20	75	Ne	8.23	
FeO	54	75	Al_2O_3	7.00	
MnO	19	27	Σ sal.	84.22	
MgO	6.37	15.92	Mg_2SiO_4	11.18	
CaO	78	1.40	$FeTiO_3$	23	
Na_2O	2.72	4.39	Fe_2O_3	04	
K_2O	9.95	10.56	Fe_3O_4	1.68	Quant-classif.:
P_2O_5	28	(66)	Apatite	66	II : 5 : I : 2
S	09	28	FeS_2	17	*Highwoodose.*
H_2O	1.50		Σ fem.	13.96	
	99.69			98.19	

H_2O at 105° 0.10 %.

It is a dark brownish gray hornfels-looking rock with a somewhat conchoidal fracture. Under the microscope it resolves into an uniform not very conspicuously foliated mixture of small grains of microcline and fine flakes of a very feebly coloured vividly polarizing yellowish mica with occasional purely micaceous patches. The minor constituents include abundant grains of TiO_2-minerals, chiefly rutile, and a considerable amount of apatite. The grains of microcline rarely exceed 0.03 *mm* in size. They show a rolling extinction, sometimes also distinct wedge-shaped lamellae according to the albite law, combined with very fine pericline lines. No perthitic inclusions can be detected, but there are subordinate

grains of a more cloudy feldspar of higher refraction which evidently is a plagioclase. The chemical composition of the rock is rather puzzling. In its general features it shows undeniable affinities to certain types of lamprophyric rocks, but the very high percentage of alumina is strange in a rock of this nature. It is evident that the large excess of Al_2O_3 resulting at the calculation of the norm of the rock cannot be accounted for by any mica normal in constitution as to the proportions between the olivine silicate and the aluminous molecules. For this reason a control of the analysis seemed desirable; however the new determinations by NAIMA SAHLBOM, viz 21·74 % Al_2O_3 and 6.60 % MgO, are in essential accordance with the original values. Unfortunately the fine grain of the rock scarcely allows of any separation of the mica for a more exact determination of its chemical constitution.

The genetical interpretation of the rock series now described and its relations to the associated dolomite and ore deposits as well as to the surrounding potash granulites certainly constitutes one of the many difficult problems connected with the geology of the ore-bearing formation of Central Sweden. Without further entering here on this question we only wish to accentuate the analogies which doubtless exist between these Långban rocks and certain other types of rocks which are of wide-spread occurrence in this ore-bearing formation. Thus the micaceous »sköl»-rocks at Långban evidently constitute equivalents of the peculiar mica rocks known as mica skölar or mica-skarn, which are seen at almost every mine in this province only excepting those in quartz-banded hematites. And the associated members rich in aluminous silicates have their analogies in a much varied series of aluminous rocks which in many ore districts occur in a characteristic association with the various types of ores. [1]

[1] In a monograph on the Orijärvi ore-bearing region in Southwestern Finland (Bull. Comm. Geol. Finl. N:o 40) P. ESKOLA has recently given an important contribution to the knowledge of a series of aluminous rocks which evidently has much in common with the series of rocks here alluded to.

»Granular» rocks N of Långbanshyttan. In this connection a few notices may be bestowed also on certain peculiar rocks which occur along the railway northwards from Långbanshyttan station, on the eastern side of the main dolomite area. These rocks were in part mapped by TÖRNEBOHM in the same colour as the fine-grained granitic rocks which occur along the northeastern side of Hytt Lake, on the western side of the dolomite. One type is characterized by a quite massive aspect and the presence of very abundant small grains of quartz embedded in a white-greenish groundmass. Its megascopical appearance would suggest some porphyritic rock unusually rich in quartz phenocrysts. When examined microscopically these phenocrysts, however, prove to be entirely fragmental in shape (Pl. 8, fig. 12) with marked indications of mechanical grinding. They are surrounded by a fine-grained groundmass which in part consists of a fairly typical granulitic mixture of quartz and slightly perthitic microcline but otherwise appears to have resulted merely from a crushing of original larger grains of microcline and plagioclase. As femic constituents the rock contains a considerable amount of a pale green pyroxene and of epidote.

Another associated type of these rocks includes more dark-coloured varieties which at the first glance appear to be composed of thickly crowded fragments and rounded grains of felspar and a dark-coloured quartz and thus might be taken for clastic graywackes. The microscopical appearance, however, scarcely allows of any other interpretation but that these rocks are derived from some more coarse-grained, granitoid rocks which have suffered from a special kind of cataclastic destruction. In this process all the biotite and most of the plagioclase of the original rock have been reduced to fine aggregates, while the quartz and the microperthite have especially yielded larger somewhat oval-shaped pieces. Indications of a similar destruction have also been observed in the otherwise distinctly granitoid rocks on the northeastern side of Hytt Lake.

The Pajsberg ore field.

The Pajsberg deposits evidently constitute a southern continuation of the Långban ore formation and as to character and mode of occurrence of the ore agree in all essentials with the Långban deposits. Also in the character of the ore-bearing granulite there seems to be a close correspondency. Among the rocks which outcrop on the western side (in the footwall) of the ore-bearing dolomite at Pajsberg thus only decided potash rocks entirely destitute of any soda feldspar have been met with. One of the types observed is a light gray to reddish rock, which contains scattered large grains of quartz and has the mica distributed into an irregular network; in appearance and mineral composition it can scarcely be distinguished from the type of potash granulite which has been described and analyzed from Backgrufvan at Jakobsberg. Another associated type presents a uniform thinly laminated grayish mass without any larger grains; it is poorer in quartz and mica and essentially contains a slightly perthitic microcline intermixed with some epidote.

Concluding remarks.

All the above analyses of rocks from the Filipstad iron ore district are grouped together in the accompanying table. The nine analyses of granulites included are plotted in a triangular diagram (fig. 3) according to the proportions of the felspar-forming molecules Or:Ab:An calculated from analyses.

A glance at this table and diagram is certainly suggestive in several respects. Thus it is a fact that almost every one of the analyses in this table is *rather strange in character and extreme in composition.* If these analyses be grouped in WASHINGTON's tables, they certainly largely will contribute to fill out »subrangs» now only poorly represented.

	1	2	3	6	7	8	9	10	11	16	13	14	12	15	4	5
SiO_2	80.28	78.25	79.85	76.62	76.83	73.69	70.82	77.59	74.41	52.91	52.80	56.12	66.67	69.47	70.24	50.99
TiO_2	15	19	22	15	16	36	24	17	16	12	42	30	23	23	15	02
Al_2O_3	11.35	12.27	12.09	13.20	12.78	13.57	13.21	11.61	12.61	23.04	17.59	20.20	18.01	13.67	9.72	3.78
Fe_2O_3	07	05	11	08	35	42	1.04	92	2.86	1.20	1.46	3.05	84	1.35	83	85
FeO	28	57	14	1.16	1.22	62	2.08	24	18	54	2.27	2.47	1.22	2.47	8.98	21.70
MnO	01	01	01	04	06	02	11	01	01	19	35	10	06	06	04	18
MgO	1.18	1.22	1.20	1.41	1.95	1.70	1.66	50	36	6.37	12.18	5.61	3.54	5,71	8.97	18.61
CaO	35	35	23	49	06	36	14	[1] 13	10	78	2.39	1.05	21	76	00	00
Na_2O	5.94	6.33	5.97	5.85	4.31	3.75	1.89	27	95	2.72	1.29	1.87	84	2.07	12	24
K_2O	26	33	30	61	1·92	5.25	8.79	8.82	7.97	9.95	6.71	7.83	6.91	2.97	13	31
H_2O[2]	42	60	40	25	42	32	43	11	41	1.50	2.84	1.35	1.27	1.11	1.23	2.77
P_2O_5	tr.	tr.	05	09	tr.	06	01	tr.	tr.	28	05	02	02	03	01	02
S	02	02	—	n. d.				11	—	09	02	·02	06	06	—	03
	100.31	100.19	100.57	99.95	100.06	100.12	100.42	100.48	100.02	99.69	100.37	99.99	99.88	99.96	100.42	99.55
Or	2.7	3.2	3.2	6.2	22.5	46 9	74.7	94.6	83.9							
Ab	94.2	93.9	95.4	90.6	76.9	51.0	24.4	4.4	15.2							
An	3.1	2.9	1.4	3.2	0.6	2.1	0.9	1.0	0.9							

1. White soda granulite (westphalose), Odalfältet, Persberg; 2. Reddish soda granulite (westphalose), Odalfältet, Persberg; 3. White soda granulite (westphalose), Högberget, Persberg; 6. Gray soda granulite (westphalose), Nordmarksberg; 7. Gray micaceous soda granulite (taurose), Finnmossen; 8. Grayish intermediate granulite (liparose), Finnmossen; 9. Reddish potash granulite (omeose), Jakobsberg; 10. Red potash granulite (S. R. 1 of alaskase), Lappåsen, Långban; 11. Reddish potash granulite (magdeburgose), Långban; 16. Mica-microcline-rock (highwoodose), Japan, Långban; 13. Mica-rock (ciminose), Lesjöfors drive, Långban; 14. Cordierite-bearing mica-felspar-rock (ciminose), Bjelke's shaft, Långban; 12. Mica-microcline-rock with patches of andalusite and cordierite, Lesjöfors drive, Långban; 15. (probably a micaceous quartz-cordierite-rock), Smedje drive, Långban; 4. Quartz-cordierite-gedrite-rock, Getön, Persberg; 5. Cummingtonite-skarn, Odalfältet, Persberg.

[1] Incl. 0.03 % BaO. [2] All analyses made on samples dried at 105°.

A striking feature of all the granulites analyzed is their *very small percentage of CaO.* Certainly the iron bearing formation of this district seems to be one *practically destitute of the An-molecule* and from this point of view may really be called an alcaline formation. This feature may induce one

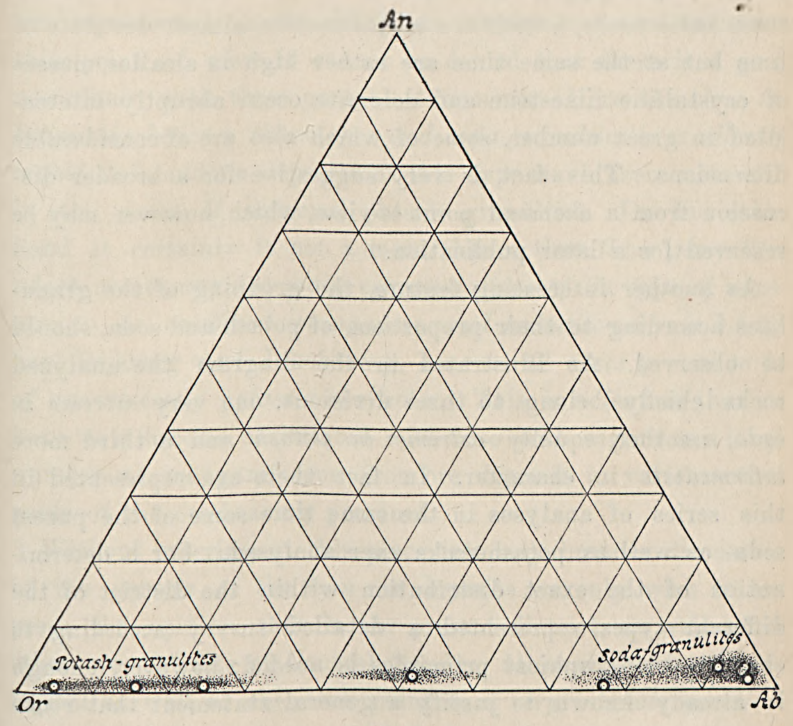


Fig. 3.

to some speculative suggestions. If we imagine a magma of this composition undergoing differentiation, then it is obvious that there must be very little chance for any part-magmas of gabbroidic or dioritic character to be formed. Would this be the true explanation of the fact that in the Filipstad district no amphibolitic rocks are seen interbanded with the granulites, while in other ore-bearing districts less extremely alcalic in character, as for instance the southern part of

Dalecarlia, such rocks occur interstratified with the granulites in almost every existing outcrop of rock? And what kind of rocks might be expected to result if the femic constituents of such a magma nevertheless should tend to differentiate?

It is a puzzling but indisputable fact that in the midst of these salic rocks, which are in themselves almost destitute of lime but at the same time are rather high in alcalies, masses of crystalline limestone and dolomite occur abruptly intercalated in great number, some of which also are of considerable dimensions. This fact is very suggestive for a broader discussion from a chemical point of view, which, however, may be reserved for a later publication.

As another interesting feature, the grouping of the granulites according to their proportions of potash and soda, should be observed. As illustrated in the diagram the analyzed rocks chiefly belong to three divisions, one very *extreme in soda*, another equally *extreme in potash* and a third more *intermediate* in character. In fact there are represented in this series of analyses in the same time some of the purest soda- as well as potash-rocks ever analysed. For a determination of the exact distribution within the district of the different types represented a detailed survey according to chemico-petrographical principles is needed; however, enough is already known to justify a general statement that rocks extreme either in soda or in potash occupy a very important part of the district.

Several years ago one of the authors pointed out that there seemed to exist a general parallelism in the iron-ore-bearing formation between the distribution of the different chemical types of granulites, that can be distinguished, and the distribution of the different types of ore[1]. Thus the typical skarn ores were stated to occur chiefly in such zones of rocks that are rich in soda,

[1] H. E. Johansson: Till frågan om de mellansvenska järnmalmernas bildningssätt. Geol. För. Förh. Bd 29 (1907).

while the quartzeous ores were said to be particularly associated with granulites of a decidedly potassic character. As to the rocks associated with manganiferous ores they were said to be probably also of a potassic character, although sufficient datas for a definite statement were lacking at that time. If the distribution of the two main types of ore that are represented in the Filipstad district be considered from this point of view it cannot be denied that there is a good accordance with these general statements. Here the *close relationship between skarn ores and soda granulites is excellently manifested*, and no deposits of this type have been met with in the zones of extreme potash granulites. On the other hand it certainly is not a mere chance that *those granulites which accompany the main representatives of the type of manganese- or combined manganese- and hematite-ore, viz* Långban, Pajsberg and Jakobsberg, *have in all cases proved to be of an extremely potassic character.* This is a feature that we have now become acquainted with also with regard to a large number of manganiferous iron ore deposits in various other parts of the ore-bearing province.

Without entering at this place into any broader discussion of the genesis of the iron ore deposits we only wish to express the opinion that in the present district, as well as in other ore districts of Central Sweden, all available facts, geological as well as chemical, point to a *very intimate genetical connection between the ores and the accompanying quartz-felspar rocks.* In the case of the Filipstad district there is a special reason to emphasize this general conclusion. Thus it is well known that, especially on the part of certain foreign geologists who have had no personal experience of the true conditions of our iron-bearing formation, an opposite opinion has been advanced with special regard to the Persberg deposits. According to this opinion the source of the ore, just as in true contact ore districts, should be sought for in the intrusive granites which have invaded the district. In this respect,

however, we are fully convinced that no geologist who has had the opportunity of studying the conditions more closely at the place will leave this district with the slightest doubt that the granites have intruded long after the formation of the ore deposits and have no genetical connection at all with the iron ores.

Explanation of the plates 7—8.

Plate 7.

Fig. 1. Porphyritic soda granulite, Odalfältet, Persberg. 30 diameters, with analyzer. Bipyramidal phenocryst of quartz showing embayments of the surrounding fine-grained granulitic quartz-albite-groundmass. (P. 445.)

Fig. 2. The same rock, 30 diameters, with analyzer. A larger phenocryst of albite in the shape of a penetration twin is seen to border on the granulitic groundmass with quite irregular ragged outlines. This structural feature, which is so general a characteristic of porphyritic phases of the granulitic rocks, is thought to indicate a period of deformation in the process of structural development of these rocks during which an earlier generation of larger crystals have been mashed and reduced to fragments around which the fine-grained granulitic groundmass has crystallized. (P. 445.)

Fig. 3. The same rock, 150 diameters, with analyzer. A portion of the groundmass consisting of somewhat larger grains of quartz and moire-twinned albite which border on an area of very finely granular (»polysomatic») albite. (P. 446.)

Fig. 4. Even-grained soda granulite, Högberget, Persberg. 60 diameters, with analyzer. Uniform granulitic intermixture of albite and quartz. (P. 448.)

Fig. 5. »Granitoid» soda granulite, Elgön, Persberg. 22 diameters, with analyzer. At the upper margin parts of a mashed phenocryst of quartz (white) and of another phenocryst of albite (dark) are visible. Along the lower margin a portion of granulitic albite-quartz-intermixture. In the centre a regular micrographic intergrowth of quartz and albite. The interstices are chiefly filled up with needles of amphibole and clusters of iron ore. (P. 455.)

Fig. 6. »Granitoid» soda granulite (cummingtonite- and cordierite-bearing variety), Elgön, Persberg. 60 diameters, with analyzer. An occasional area of a micrographic intergrowth of quartz and moire-twinned albite. (P. 455.)

Plate 8.

Fig. 7. The same rock as in fig. 5. 10 diameters, with analyzer. In the central part a group of closely aggregated larger crystals of

quartz and albite with narrow interstices chiefly filled up by a felt of amphibole needles. Marginal areas of a fine-grained quartz-albite-intermixture. (P. 455.)

Fig. 8. Porphyritic soda granulite, Nordmarksberg. 9 diameters, with analyzer. Irregularly distributed fragment-looking phenocrysts of quartz and albite embedded in a fine-grained groundmass of the same minerals. (P. 456.)

Fig. 9. Gneissose soda granulite, Taberg. 30 diameters, with analyzer. A more coarsely and unevenly granular intermixture of quartz and albite, the latter with regular and fine twinning lamellæ. (P. 462.)

Fig. 10. Potash granulite, Backgrufvan, Jakobsberg. 8 diameters, without analyzer. Illustrates the network-like distribution of the deep-coloured mica in the predominating granulitic quartz-microcline-mass. To the right an occasional phenocrystic individual of quartz. (P. 463.)

Fig. 11. Potash granulite, Lappåsen, Långban. 50 diameters, without analyzer. Illustrates the sequence of crystallization shown by this rock. At the lower margin a small phenocryst of quartz surrounded by areas of a partly very fine intermixture of quartz and microcline which further outwards passes into areas of more coarsely crystalline microcline almost free from quartz. From the latter areas rod-shaped crystals of microcline are seen to project into a central broader area of coarsely crystalline quartz stained with small inclusions of microcline. This quartz evidently constitutes the latest product of the crystallization process of the rock. The whole rock is stained with black grains of iron ore, chiefly hematite. (P. 466.)

Fig. 12. Quartz-porphyritic rock, N of Långbanshyttan. 10 diameters, with analyzer. Illustrates the strikingly fragmental character of the very abundant phenocryst-looking quartz grains of the rock. (P. 476.)

Nya bidrag till kännedomen om Sveriges silurcirripeder.

Af

JOH. CHR. MOBERG.

I Kungl. Fysiografiska Sällskapets i Lund Handlingar[1] lämnade jag nyligen ett meddelande: »Om svenska silurcirripeder». Då tidskriften i fråga ej är så allmänt spridd bland geologerna, tillåter jag mig att här till en början antyda väsentligaste innehållet af nämnda min uppsats, hvilken jag nu är i tillfälle att i någon mån komplettera. Först bör emellertid betonas, att — då som nu — det bearbetade materialet så godt som uteslutande inskränkt sig till sådant, som varit tillgängligt i Lunds geologisk-mineralogiska institutions samlingar. Mina meddelanden afse också mest att framhålla, hurusom cirripederna inom skilda delar af vår silur äro betydligt rikare representerade, än man med ledning af den föreliggande litteraturens knapphändiga uppgifter därom skulle kunna vänta.

Hittills kände man rörande våra silurcirripeder föga mer än det, som omtalats 1892 af C. W. S. AURIVILLIUS,[2] hvilken bearbetat Riksmuseets samlingar af gotländska cirripeder. AURIVILLIUS beskref 2 arter af släktet *Pollicipes* och 6 af *Scalpellum*, samtliga nya. Den ena af sina nya *Pollicipes*-arter kallade han *P. validus*, men som J. STEENSTRUP redan 1839 användt samma namn för en helt annan (äfven hos oss anträffad),

[1] N. F. Bd 26. 1914.

[2] AURIVILLIUS, C. W. S.: Ueber einige ober-silurische Cirripeden aus Gotland. — Bih. till Kungl. sv. Vet.-Ak. Handl. Bd 18.

kritsystemet tillhörig, form,[1] föreslog jag för silurfossilet i fråga benämningen *P. Aurivillii* såsom nytt namn, utan att i öfrigt inlåta mig på någon diskussion af arten.

Efter att ha framhållit, att *Plumulites* BARRANDE och *Turrilepas* WOODWARD måste betraktas som två skilda släkten, båda representerade i vår silur, redogjorde jag för några dem tillhöriga hos oss förekommande former. Af släktet *Plumulites* beskrefvos två nya arter, *Pl. dalecarlicus* och *Pl. Törnquisti*, samt anfördes såsom möjligen dithörande ännu en tredje art, *Plumulites?* sp., af hvilken dock för litet material förelåg, för att den skulle kunna närmare bestämmas. — Såsom längre fram skall meddelas kan jag nu öka antalet af våra *Plumulites*-arter med ännu ett par, nämligen *Pl.* cfr *scoticus* ETHERIDGE J:R, *Pl. rastritum* n. sp och *Pl. pygmæus* n. sp.

Plumulites dalecarlicus, som först af TÖRNQUIST anträffats i Dalarnes svarta trinucleusskiffer och redan 1883[2] af honom omtalats under namn af *Turrilepas* sp., blef af mig anförd från Vikarbyn och Gulleråsen (Sanden).

Plumulites Törnquisti, en endast med mycken tvekan uppställd art, förelåg blott i två exemplar (två olika slags fjäll), båda i samma stuff af svart trinucleusskiffer, tagen af TÖRNQUIST vid Vikarbyn. Det hithörande randfjället skiljer sig visserligen tydligt från föregående arts, men dock ej så mycket, att man kan vara fullt säker på, att ej ett större material måhända kunde uppvisa sådana öfvergångar, att båda arterna måste sammanföras till *en*, hvilken i så fall finge kallas *Pl. dalecarlicus*.[3]

---

[1] STEENSTRUPS *Pollicipes validus* uppföres nu under benämningen *Calantica* (*Scillælepis*) *valida* STEENSTRUP sp. (Se WITHERS, THOMAS H.: Some cretaceous and tertiary Cirripedes referred to *Pollicipes*. — Ann. and Mag. Nat. Hist. Ser. 8, Vol. XIV. Aug. 1914). — Här bör måhända också anmärkas, att det af senare tidens undersökningar vill synas framgå som högst sannolikt, att intetdera af släktena *Pollicipes* eller *Scalpellum* har någon verklig representant inom den siluriska faunan.

[2] TÖRNQUIST, S. L.: Öfversigt öfver bergbygnaden inom Siljansområdet i Dalarne etc. — S. G. U. Ser. C, n:r 57.

[3] Å en vid Örberga i Östergötland af amanuens S. SJÖBERG påvisad ny fyndort för den svarta trinucleusskiffern har jag under sommarens lopp an-

Den såsom *Plumulites?* sp. anförda arten härrör från colonusskiffern i Röddinge lerberg (Skåne) och föreligger endast i ett exemplar.

Af släktet *Turrilepas* WOODWARD anfördes dels *T. Wrightiana* L. DE KONINCK, omtalad från Gotland redan 1885 af G. LINDSTRÖM[1] och af mig beskrifven och afbildad efter ett af LINDSTRÖM själf bestämdt, Sver. Geol. Unders. tillhörigt, exemplar, dels, under benämningen *Turrilepas?* sp., ett från leptænakalken vid Gulleråsen (Dalarne) härrörande fjäll. I chasmopskalken vid Nässja i Östergötland har sedermera ännu en *Turrilepas*-art anträffats, hvilken längre fram skall beskrifvas såsom *T. oriens* n. sp.

Förutom de ofvannämnda hade en annan, synnerligen intressant, cirriped anträffats i våra silurlager. Vid Ullnäs, en af amanuens S. SJÖBERG först påvisad fyndort för svart trinucleusskiffer, belägen vid stranden af Vättern c:a 7 km. N om Omberg, hade nämligen SJÖBERG funnit en cirriped, som vid närmare granskning visade sig tillhöra det förut endast från N. Amerika omnämnda släktet *Lepidocoleus* FABER. Arten beskrefs af mig såsom *L. suecicus*.[2] I Östergötland hade den äfven träffats vid det förutnämnda Örberga och i Dalarne hade den påvisats vid Amtjärn, Enån, Fjecka, Gulleråsens Skräddaregård, Skatt-

---

träffat ett par randfjäll af en *Plumulites, tillhöriga en af de båda ofvannämnda arterna.* Hvilkendera, är omöjligt att afgöra, enär fossilen vid inpackningen gingo förlorade innan någon sorgfälligare granskning medhunnits. — Nyligen har amanuens SJÖBERG äfven vid Ullnäs (lokalens läge omtalas längre fram) funnit några randfjäll och midtfjäll till en *Plumulites*, hvilken synes böra bestämmas som *Pl. Törnquisti.*

[1] LINDSTRÖM, G.: List of the fossils of the Upper Silurian formation.

[2] Enligt benäget meddelande från F. A. BATHER, som varit i tillfälle att jämföra några från mig öfversända exemplar af *Lepidocoleus suecicus* med amerikanska exemplar af *L. Jamesi* HALL et WHITEFIELD, äro de båda arterna verkligen skilda. Den sistnämnda har bland annat starkare (»more prominent») tillväxtlinjer. Äfven å *L. suecicus* har BATHER kunnat iakttaga den af RUEDEMANN först omtalade fina tvärskulpturen mellan tillväxtlinjerna. Af intresse är vidare, att släktet *Lepidocoleus*, enligt hvad BATHER tillgängliga exemplar visade, föreligger äfven från andra europeiska länder, nämligen från England (i Wenlock-lager) och från Österrike (i Devon vid Olmütz i Mähren).

ungbyn[1] och Vikarbyn, allestädes i svart trinucleusskiffer. Å gamla etiketter i TÖRNQUISTS samlingar[2] från Dalarne kallas fossilet i fråga *Turrilepas* sp. Häraf, såväl som af en del andra omständigheter, framgår, att orsaken till att arten, oaktadt den är en af våra mest utbredda silurcirripeder, dock ej förut anförts från Sverige, är att söka däri, att fjällen i fråga antagits tillhöra *Plumulites Peachi* ETHERIDGE J:R et NICH.[3]

Såsom af ofvanstående synes, är, såvidt hittills bekant, den undre (svarta) trinucleusskiffern i Dalarne och Östergötland den på cirripeder rikaste delen af vår ordovicium. Samma skiffer är visserligen känd äfven från Västergötland, men synes där vara mindre väl utvecklad eller åtminstone mindre tillgänglig. »I den lägsta, svarta skiffern har på Kinnekulle endast funnits brachiopoder jämte spår af graptoliter; de förra utgöras af *Leptæna quinquecostata* M'COY var. LINDSTR., *Obolella? nitens* HIS. samt en obestämbar *Orthis*.»[4] Äfven i Falbygdens berg, där emellertid trinucleusskifferns undre del mera sällan har rent svart färg, visar sig denna del af lagerserien, om man frånser några få lokaler såsom Bestorp, Skogastorp och Stommen, relativt fossilfattig; några cirripeder äro i alla händelser ej därifrån omnämnda.[5]

Som bekant har det skånska trinucleusledet en alldeles säregen utbildning. Jämte en lös grå skiffer, mestadels mycket fossilfattig, här och hvar dock med något rikare (trilobitförande) skikt, träffas dels kalkstensband, ofta rika på trilobiter, dels svarta skiffrar med graptoliter. D:r EMIL OLIN,

---

[1] Den af mig förut omnämnda fyndorten i Skattungbyn skall enligt F. A. BATHER heta Svälasgård (ej, som jag skrifvit, Svålasgård).

[2] Professor S. L. TÖRNQUISTS geologiska samlingar, med samtliga däri varande som original använda fossil, befinna sig numera i Lunds universitets geol.-min. institutions ägo.

[3] Äldre författare ansågo namnen *Plumulites* och *Turrilepas* vara synonyma, och flertalet tillerkände det sistnämnda namnet prioritet.

[4] Citatet är hemtadt ur HOLMS afhandling »Kinnekulles berggrund». S. G. U. Ser. C, n:r 172. Stockholm 1901.

[5] Jämför MUNTHES beskrifningar till kartbladen Falköping, Sköfde och Tidaholm. S. G. U. Ser. Aa, N:r 120, 121 och 125.

som ägnat denna del af Skånes ordovicium ett närmare studium,[1] har emellertid, då tyngdpunkten för hans undersökningar var utredning af stratigrafien, så godt som uteslutande hållit sig till de för denna viktigaste djurgrupperna, trilobiter och graptoliter, särskildt den förstnämnda. Efter mottagande af mitt ofvan refererade arbete, underrättade d:r OLIN mig om, att han, fast detta ej omnämnts i hans afhandling, i den skånska trinucleusskiffern äfven påträffat cirripeder. Vid genomgående af de af OLIN hopbragta, numera Lunds geol.-min. institution tillhöriga, fossilen visade det sig, att cirripeder förelågo från 2 lokaler vid Röstånga, af hvilka den ena tillhör öfversta delen af den stora sammanhängande profilen i Röstånga kyrkbäck (i OLINS nyss anförda arbete äro hithörande skiffrar betecknade *e 3*), den andra åter är den nära kyrkbäcken belägna märgeltäkt, som TULLBERG på sin tid kallat lokal 5.[2] Från den sistnämnda fyndorten föreligger endast ett typiskt fjäll af *Lepidocoleus suecicus* MBG. Den stuff, hvari fossilet förekommer, består af en lös, grå, kalkhaltig skiffer. Märgeltäktens lager äro något rubbade, så att en viss skillnad är märkbar mellan olika delar af den där tillgängliga profilen. Som emellertid *Phacops eucentra* ANG. är anträffad såväl i profilens norra, förmodligen yngre, som i densammas sydvästra, äldre, lager, kan åldersskillnaden ej vara stor, och måste fyndorten i sin helhet få anses tillhöra gränslager mellan trinucleusskiffer och brachiopodskiffer. Anmärkningsvärdt är emellertid att OLINS fossillista för den södra delen af märgeltäkten, sålunda den del, från hvilken *Lepidocoleus* antagligen insamlats, jämte *Phacops eucentra* ANG. äfven upptar *Calymmene trinucleina* LINRS., ett fossil, som allmänt

[1] OLIN, E.: Om de chasmopskalken och trinucleusskiffern motsvarande bildningarna i Skåne. Meddel. n:r 1, Ser. B, från Lunds Geol. Fältklubb. Sep. ur Kongl. Fysiogr. Sällsk. Handl. N. F. Bd 17, n:r 3. Lund. 1906.

[2] TULLBERG, S. A.: Om lagerföljden i de kambriska och siluriska aflagringarna vid Röstånga. S. G. U. Ser. C, n:r 41. Sep. ur G. F. F. Bd 5 (1880). — I min 1910 utarbetade »Guide for the principal silurian districts of Scania etc.» betecknas i »Guide to Röstånga etc.» fyndorterna ifråga som Section III *h* och *i* respektive.

anföres från den undre svarta trinucleusskiffern, och som i Skåne hittills endast träffats å denna lokal.

Från förstnämnda fyndorten, Röstånga kyrkbäck, finnas däremot ganska många cirripedfjäll, alla tillhörande släktet *Plumulites*, bevarade i en svartgrå lerskiffer. Enligt Olin skola de ifrågavarande lagren tillhöra trinucleusskifferns öfversta del eller staurocephalusskiffern. De allmännast förekommande fjällen tillhöra *Pl. dalecarlicus* Mbg. Af denna art föreligga såväl randfjäll som midtfjäll. Jämte dessa träffades emellertid ett par relativt stora randfjäll, som troligen tillhöra *Pl. scoticus* Etheridge J:r, hvilken art i Skottland anträffats

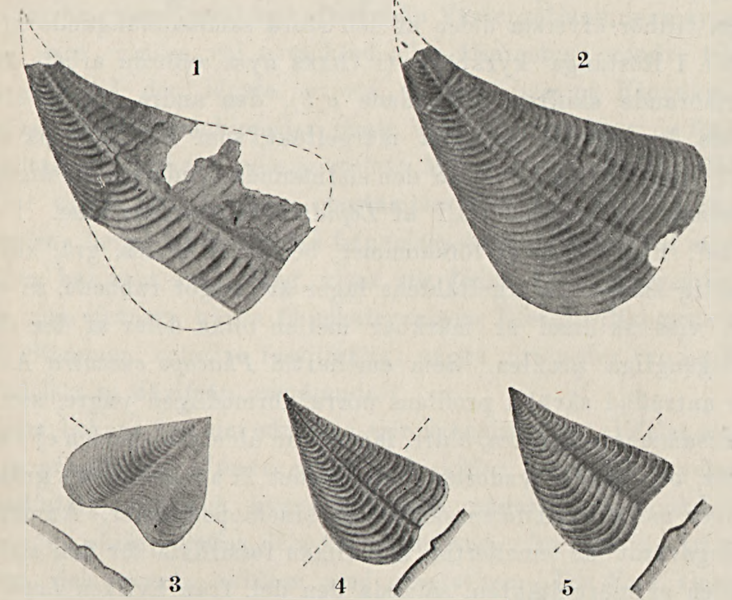


Fig. 1 och 2. Randfjäll till Plumulites cfr *scoticus* Etheridge J:r. *Röstånga kyrkbäck.* 3/1.

Fig. 1. Skalet i apicala delen i behåll (den främre längsgående linjen är upphöjd).
Fig. 2. Aftryck (af yttersidan). Den främre längsgående linjen bildar en fåra.

Fig. 3—5. Fjäll af Plumulites dalecarlicus Mbg. *Dalarne.* 5/1. *Kopior från min uppsats »Om svenska silurcirripeder», tafl. II, fig. 12 a, 14 och 17 resp.*

Fig. 3. Ett midtfjäll med tvärprofil, här kopieradt för visande af tvärprofilen, som genom tryckeriets förbiseende uteglömts i anförda uppsats.

Fig. 4 och 5. Aftryck af resp. yttre och inre sidorna till tvenne randfjäll, här kopierade i och för jämförelse med *Pl.* cfr *scoticus*.

vid Balclatchie och Ardmillan Dow, således i lager tillhöriga öfversta delen af Lower Bala och understa delen af Middle Bala. Fjällen i fråga (se afbildningarna i omstående figur. 1 och 2) äro visserligen ej af allra bästa bevaring, men visa dock alla karaktärer fullt tydliga. Såsom utmärkande, särskildt vid jämförelse med *Plumulites dalecarlicus* Mbg, är följande att framhålla. Fjällets allmänna form visar en mera utdragen och mot främre randen starkare böjd spets. De på tvären fint strierade concentriska vecken (tillväxtzonerna) äro i allmänhet mindre svängda och gå nästan rätliniga öfver fjällets midt, d. v. s. å partiet mellan det starka mediana och det svagare (men dock väl markerade) främre längsgående vecket. Detta senare löper här betydligt närmare sidoranden, så att partiet mellan de nämnda båda längdvecken får relativt stor bredd. Dessa karaktärer återfinnas, att döma efter Cowper Reed's afbildningar,[1] hos *Pl. scoticus* Etheridge J:r. I saknad af skotskt jämförelsematerial och i betraktande däraf att hittills endast 2 exemplar anträffats af den svenska arten, är en fullkomligt säker identifiering för närvarande ej möjlig, och anser jag mig därför tills vidare böra uppföra den nya svenska arten såsom *Plumulites* cfr *scoticus* Etheridge J:r.

Såsom Olin (l. a. c.) visat, förete de skånska och böhmiska trinucleuslagren hvad trilobitfaunan beträffar en ganska långt gående öfverensstämmelse. Från de nämnda böhmiska lagren har som bekant Barrande beskrifvit flera cirripeder. Att dylika, såsom nu visats, äfven ingå i den skånska trinucleusskifferns fauna, var sålunda något, som man på förhand kunde vänta sig. Men egendomligt nog har man dock hittills ej ännu i Skånes trinucleusskiffer lyckats träffa en enda cirriped, som kunnat identifieras med någon böhmisk art. Redan i mitt förra arbete framhölls visserligen, att en ej obetydlig likhet förefinnes mellan vår *Plumulites dalecarlicus* och Bar-

[1] Jfr t. ex. fig. 9 å taflan till F. R. Cowper Reed's arbete: The structure of Turrilepas Peachi and its allies. — Trans. Roy. Soc. Edin. Vol. 46, Part 3.

RANDE'S *Pl. compar*, men fastslogs samtidigt, att någon identifiering dem emellan ej kunde komma i fråga.

Förekomsten äfven i Skåne af *Lepidocoleus suecicus* MBG har emellertid hos mig väckt till förnyadt lif en misstanke, att BARRANDE'S *Plumulites squamatula*[1] representerar flera skilda arter, i det att af de under den rubriken lämnade afbildningarna figurerna 22 och 24 i själfva verket föreställa två *Lepidocoleus*-arter. Det i fig. 24 afbildade fossilet (från d^5) synes mig snarast kunna identifieras med vår *Lepidocoleus suecicus*; det i fig. 22 afbildade (från e^1) har däremot de koncentriska vecken mycket mera tättstående och torde tillhöra en annan art. Hur det i fig. 23 afbildade fossilet skall tolkas, vågar jag ej afgöra. Det förefaller mig emellertid, som ofvan antydts, högst sannolikt, att man i synonymilistan till *L. suecicus* har att införa »*Plumulites squamatula* BARR. p. p.».

Från amanuensen SIGVARD SJÖBERG ha nyligen erhållits ett par fjäll af en i chasmopskalk vid Nässja (V om Vadstenaviken) anträffad *Turrilepas*, hvilken jag vill kalla *T. oriens* n. sp. (se figur 6). Fjällen ifråga, som äro väl hvälfda både i längd- och tvärriktningen, ha en enda längsgående köl, delande skalet i två subsymmetriska hälfter, som sinsemellan i stort sedt bilda en 90° föga öfverskridande vinkel. Närmare sidoranden blir dock så småningom lutningen betydligt svagare. Tvärprofilens skänklar visa sålunda hvar för sig en svagt s-formigt böjd linje. Apex är starkt nedböjd. Basen är nästan tvärskuren med yttre hörnen något litet afrundade, hvarföre också de med denna jämnlöpande fina strier, som täcka skalets yta bli obetydligt svängda. Sidoränderna bilda med hvarandra en vinkel af c:a 70°. Genom alla dessa karaktärer skiljer sig arten, hvars föreliggande fjäll ha den för midtfjällen hos *Turrilepas* egendomliga formen, väl från den gotländska *T. Wrightiana*.

Vidare har fil. stud. ORVAR ISBERG nyligen riktat vår sam-

---

[1] BARRANDE, J.: Systême silurien etc. Vol. I, Supplément; Pl. 20, fig. 22—24.

ling af silurcirripeder med ännu ett par nya arter. Den ena af dessa, funnen i rastritesskiffern vid Kallholn (bäcken), har jag med anledning af den geologiska horisont, den tillhör, kallat *Plumulites rastritum* n. sp. (se fig. 7 och 8). Såväl midtfjäll som randfjäll föreligga i talrika exemplar. I det stora hela skilja de sig föga från den allmänna typen. Frånsedt den höga geologiska nivå denna form intager, skiljer den sig från våra närmare kända, trinucleusskiffern tillhöriga *Plumulites*-arter genom följande karaktärer. Randfjällen äro mindre sneda; den längsgående midtfåran, som är mindre skarpt afsatt, blir följaktligen nästan rak, undantagandes en lindrig böjning i själfva den något litet framåtböjda spetsen. Bakre sidoranden är, frånsedt bakre hörnets afrundning, nästan rak eller strax under

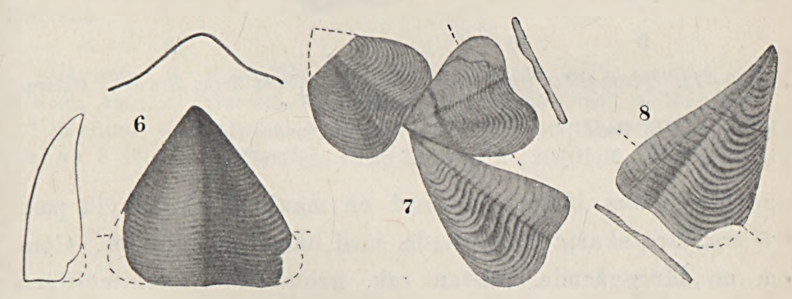


Fig. 6. Midtfjäll till Turrilepas oriens n. sp. *Chasmopskalk. Nässja i Östergötland.* 5/1.

Vid sidan om figuren finnes en längdprofil, ofvan figuren en tvärprofil.

Fig. 7 och 8. Randfjäll till Plumulites rastritum n. sp. *Rastritesskiffer. Kallholn(bäcken).* 5/1.

Fig. 7. En grupp af fjäll, nederst ett randfjäll, därofvan två midtfjäll, det ena med tillhörande tvärprofil.

Fig. 8. Ett randfjäll med tillhörande tvärprofil.

apex t. o. m. något utåt konkav (se fig. 8, som visar det ifråga om fjällets konturer bäst bevarade exemplaret). Främre längdvecket är väl markeradt, beläget ungefär midt emellan främre randen och stora längdfåran. Tvärvecken äro väl utpräglade, i synnerhet å fjällets bakre parti, där de göra en betydligt kraftigare nedböjning än å våra andra arter; å främre delen löpa de däremot föga svängda. Midtfjällen, som mycket likna

dem hos *Pl. dalecarlicus* Mbg, synas emellertid vara mindre sneda, eller med andra ord ha den utmed inre sidoranden liggande sektorn bredare, än hos sistnämnda art.

Den andra, likaledes i rastritesskiffern anträffade arten, tillhör emellertid enligt Isberg en högre nivå. Den har funnits i en lös, grå skiffer vid Gulleråsen (Sanden). Af arten, som jag på grund af alla de hit hörande fjällens genomgående ringa storlek kallat *Plumulites pygmæus* n. sp., föreligga flera såväl randfjäll som midtfjäll (se fig. 9—12). *Randfjällen*,

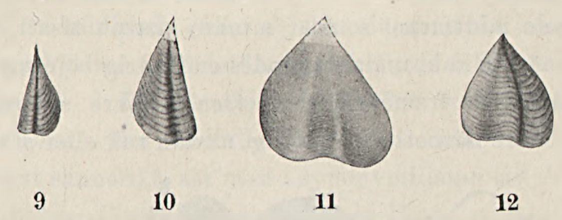


Fig. 9—12. Plumulites pygmæus n. sp. Rastritesskifferns öfre del. Dalarne Gulleråsen (Sanden). 1/10.
Fig. 9 och 10. Randfjäll. Aftryck af öfre och undre sidan.
Fig. 11 och 12. Midtfjäll. Aftryck af undre och öfre sidan.

ungefär 1 *mm* långa och med en maximibredd af vid pass 0·5 *mm*, äro skarpt tillspetsade, med nästan raka sidor. Genom en längsgående, nästan rak, grund fåra, eller möjligen bättre genom ett mjukt veck, afskiljes ett främre fält, knappast hälften så bredt som det å fårans andra sida befintliga bakre fältet. Partiet närmast bakom fåran lyfter sig högre än öfriga skalytan, så att däraf bildas en tydlig längsgående rundad köl. De koncentriska vecken äro fina, men väl markerade; å bakre fältet bilda de spetsig vinkel med längdfårans apicala del, främre fältet öfvertväras tämligen rätlinigt. *Midtfjällen*, relativt stora och breda, äro af den hos våra *Plumulites*-arter vanliga typen. De midtpartiet begränsande längdvecken synas dock vara mera böjda (utåt konvexa). De fina koncentriska vecken tyckas å undersidan vara svagt markerade.

Då jag i mitt förra arbete omtalar släktet *Lepidocoleus* såsom representant för en primitiv cirripedtyp, skulle någon

möjligen däraf kunna få den föreställningen, att jag helt förbisett den omständigheten, att cirripeder spårats redan i Canadas paradoxidesskiffrar. Jag anser mig därför i detta sammanhang böra erinra om G. F. MATTHEW's *Plumulites manuelensis* och *Cirropodites acadicus*,[1] hvilken sistnämnda art sedermera[2], utan att något som helst skäl därför angifves, af MATTHEW själf kallats *C. cambrensis*. Hvad det fjäll, som benämnts *Pl. manuelensis*, i själfva verket är, torde ej vara godt att afgöra; någon *Plumulites* är det i alla händelser icke. Huruvida *Cirropodites* är en cirriped, torde likaledes ännu få anses vara ganska problematiskt. Nämnas bör måhända också, att MATTHEW bland paradoxideslagrens cirripeder äfven anför *Stenotheca* SALTER, ett släkte, som annars räknas till gastropoderna.

[1] MATTHEW, G. F.: On the occurrence of cirripedes in the cambrian rocks of North America. Transact. N. Y. Acad. Sc. Vol. 15 (1896), p. 137—140.

[2] MATTHEW, G. F.: Faunas of the Paradoxides beds in Eastern North America. N:r 1. Ibidem, p. 192—247.

The morphology of the Arpojaure, a post-glacial lake in Torne Lappmark.

By

HANS W:SON AHLMANN.

(With Pl. 9.)

For some years past it has been known that a small lake named Arpojaure, in the northernmost part of Torne Lappmark situated in 68°51′ north latitude and 20°58′ east longitude from Greenwich, had been partially drained. Only after THORE FRIES[1]) had published his researches in the region, it became evident that the lake offered so much of interest from a geological and geographical point of view that a special examination of it was desirable. Mr. C. CARLZON and the author were then given the opportunity to undertake an expedition to the Arpojaure in the summer of 1913. — A brief account of the results of my investigations during this expedition are here given.

Summary of the quartenary geology of the district.

As often in the northernmost part of the Lappmark the neighbourhood of the Arpojaure is quite desolate with long sloping mountains, which rise 800—900 *m* above sea-level. On the Norwegian boundary the mountain ranges rise with

---

[1]) THORE C. E. FRIES: Botanische Untersuchungen im Nördlichsten Schweden. Vetenskapliga och praktiska undersökningar i Lappland. Stockholm 1913.

snow-covered pointed summits and ridges. As V. TANNER[1]) has rightly remarked, it is not probable that the ice has in a degree worth mentioning deformed the principal features of the preglacial topography. As to subordinate traits, on the contrary, the inland-ice has been of great importance for the appearance of the country, for besides having carried away the preglacial débris and in this way swept off extensive areas, it has also modified the landscape by deposition of

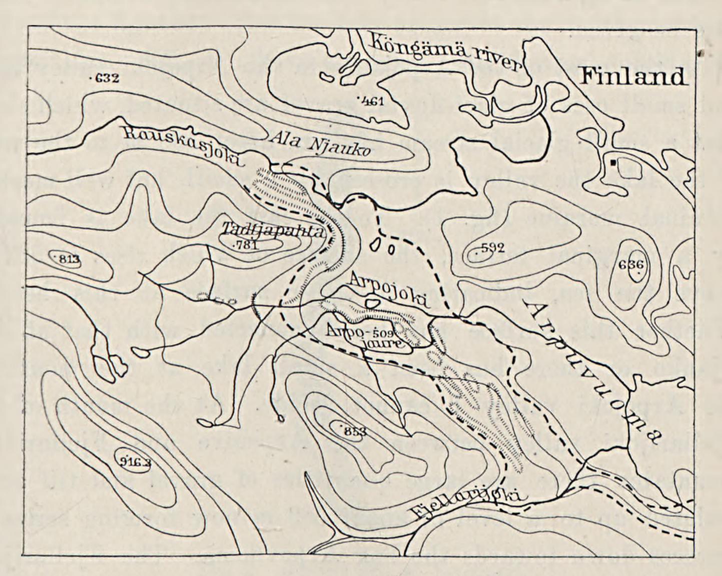


Fig. 1. General map of the neighbourhood of the Arpojaure.
Scale 1 : 150 000.

large quantities of till and ose-gravel. The neighbourhood of the Arpojaure is thus an extensive ose-complex, which, by its sterility and undeveloped fluvial system, gives the impression of having rather recently left the work-shop of the inland-ice.

Through the iceshed having been situated east of the watershed there was formed — as TANNER has shown[1]) — an ice-dammed lake, the Kilpisjärvi ice-lake, in the broad Köngämä-Eno valley, on the southern side of which the

[1]) V. TANNER: Zur geologischen Geschichte des Kilpisjärvi-Sees in Lappland; Bull. de la Com. Géol. de Finland. N:o 20. Helsingfors 1907.

Arpojaure is situated (fig. 1). The highest shore-line TANNER found was at the mountain Ala Njauko and situated 534 *m* above sea-level. In a later work TANNER[1]) expresses the opinion that this shore-line does not belong to a large lake covering the whole of the valley but to a smaller marginal lake at the edge of the inland-ice.

In addition to TANNER's accounts of the quarternary geology of the Köngämä-Eno valley the following statements may here be given.

To the west of the Arpojaure in the Arpojoki valley hills and small oses of glaci-fluvial gravel are situated, which show that a small glacial stream has run here; 500 *m* to the west of the lake the valley is crossed by a small, but well marked terminal moraine (fig. 1). To the east the lake is bounded by a marginal terrace, the surface of which rises to 532 *m* above the sea, indicating a water surface at this height. Whether this surface has been connected with that at Ala Njauko or there has been a small lake at the mouth of the Arpojoki valley I cannot decide. At the mouth of the Fjellarijoki valley between the Arpoâive and Fjellariâive mountains there are large quantities of gravel and till accumulated up to a level of about 589 *m* now forming series of terraces down towards the bog Arpovuoma. The Fjellarijoki valley, which has eroded its way through the loose accumulations, runs in a splendid postglacial cañon, 30—35 *m* deep.

The direction of the ice-recession seems to have been to south-east, as is evident from TANNER's observations of striæ and from the principal oses marked on fig. 1. If one ascends the Tadjapatha mountain, one can see in the north and west two great parallel oses winding down through the Raukasjoki valley and bending transversely to S. to Arpojaure at the summit of the mountain. Here they branch into a mass of ridges and terraces forming immediately SE. of the lake a

[1]) V. TANNER: Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordligaste delar; Bull. de la Com. Géol. de Finland. Helsingfors 1914.

large kame area, which in its turn terminates in a series of sharp ridges. These run in a south-easterly direction down to the great bog Arpovuoma, where they again seem to form kames.

As a rule, the oses N. and NW. of the Arpojaure are situated above an altitude of 530 *m*, while those in the immediate neighbourhood of the lake are below 530 *m* or only with their highest summits rising to this level. (See the map, Pl. 9, where the figures within the lake-area give the depth under the shore line, 509 *m* above sea-level, the figures outside, the

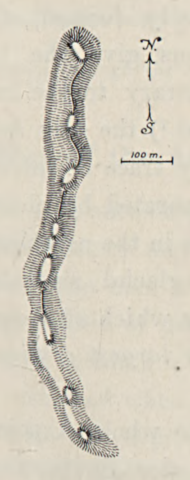


Fig. 2. An ose SE. of Arpojaure.

heights above the same line). South-east of the lake the ground rises again so that the oses here are often situated above the water-level marked by the surface of the marginal-terrace. Their course is here also more irregular, they often wind, turn and lie right behind each other separated by deep craterlike kettle-holes. Fig. 2 illustrates one of the best marked of these oses, showing how at regular distances of 100—150 *m* the ridge rises and swells out to centres, where the material is also coarser. It is possible that these centres were accumulated during the summer, when the glacial river was strongest and thus transported coarser and greater quantities

of material than during the other part of the year, thus representing year-centres. If this hypothesis is right, the annual recession of the inland-ice here would be 100—150 *m* which corresponds rather well with TANNER's observation that the annual moraines at Kilpisjärvi lie 60—100 *m* from each other.

The greatest kame-area extends, as mentioned before, SE. of the lake and is situated at 530—535 *m* height having thus been deposited at or immediately below the surface of the water. As a general phenomenon the oses pass into kame, when they get into the vicinity of a water-level. Here ice-blocks are very easily formed, they run ashore in the shallow water and thus give the kame its characteristic hilly topography. Contrary to the kame-area, which I have studied in Vestergötland,[1]) the oses and terraces of the Arpojaure district lack every trace of interior order, only forming a chaos of low hills separated by close depressions.

Because the inland-ice in the neighbourhood of the Arpojaure was broken by great glacial rivers, its margin surely was split into huge ice blocks, which after melting gave birth to deep kettle-holes. *One of the largest of these is the Arpojaure-basin.*

Plate 9 represents the whole Arpojaure-basin as well as the immediate surrounding glaci-fluvial formations. On the NW. corner appear the oses coming from Tadjapatha previously mentioned. Two or three parallel ridges bound the depression on the N. On the map only the southernmost ose is marked out; at the present outlet of the lake it divides into two arms, one continuing towards the east, the other towards the south, where it forms the marginal terrace with the even, plain surface of 532 *m* altitude mentioned before. As being the principal proximal ose it is built up of sand and very coarse gravel and blocks, which at the NE. corner of the lake will reach 0,75—1 *m* in diameter. The southern border of the lake

[1]) HANS W:SON AHLMANN: Valle Härad, a kame area in Vestergötland, Sweden. Zeitschrift f. Gletcherkunde, Bd VI. Berlin 1912.

has been under the lee of the great deadice-block and is therefore formed as a plain of fine, distal sand (fig. 3), undoubtedly transported by the small glacial river which must have run W. of the depression, where now small hills and ose-centres mark its course.

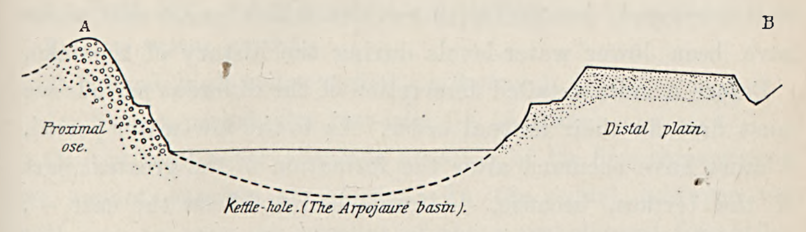


Fig. 3. A section through the Arpojaure basin.

The morphology of the Arpojaure-basin.

Looking down on the area once occupied by Lake Arpojaure one meets with an extraordinary sight. The poor settlers in the neigbourhood drained the lake in 1905 to obtain grazing ground, but not a single blade of grass is as yet to be seen. There is only yellow sand forming a barren desert round the remaining part of the lake, and when the wind blows, it raises dense clouds of sand, which are deposited in the form of dunes at the border of the plain shore-terrace, which bounds the lake-area. This well-marked shore-terrace is one of the most prominent features in the topography, and therefore the morphological studies have been concentrated on it. The shore of the Arpojaure is also exceptionally well developed and fit for detailed examination because of its recent draining, exposed position, poverty of vegetation and richness in beautiful sections which reveal its internal structure. The shore here also gives information about the whole history of the lake.

Fig. 4 A shows a typical section of the Arpojaure shore-zone taken just outside the mouth of the Western bay of the lake. The surface of the water lay at ± 0, when the lake was drained 1905 (on Pl. 9 marked by the full, thick line).

Above this number at + 0,8 there is another shore-line marking a stage with higher water (on Pl. 9 marked by the thick, broken line). Above it an erosion cliff rises and in front of the shore-lines is the terrace, which terminates in a 15 *m* high steep down to the present lake. On this steep there are also well-developed, horizontal shore-lines which prove that there have been lower water-levels during the history of the lake.

Before a more detailed description of the different periods we must first fix their mutual order. As to the low-water period, it must have occurred after the formation of the greatest part of the terrace, because, — if this had not been the case —,

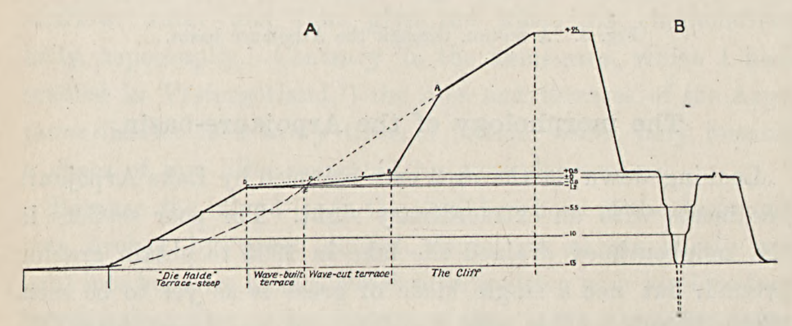


Fig. 4. A. the shore profile and B. the curve of the heights of the Arpojaure watersurface.

its shore-lines would now be completely covered with material. At many places they are however now bare, at others only covered with fine distal sediment. Thus the low-water period must have occurred after that high-water period during which the greatest morphological changes took place and the shore got the most of its present shape. Of the two highwater periods in question the one marked by the shore-line at ± 0 was the later, because the water-surface was standing here, when the lake was drained in 1905, and because the terrace between this line and the one at + 0,8 is covered with old birches, junipers and brushwood.

Whether there has been one uninterrupted 0-period succeeding the + 0,8 period or an alternation has taken place with

oscillations, cannot be exactly determined, but as will be shown below there has been at least one oscillation. At present the surface of the remaining lake lies at — 15 *m*.

The most probable order between the different periods is, however, (fig. 4 B):

1) First high-water period (+ 0,8 stage).

2) Low-water period.

3) Second high-water period (± 0 stage).

4) Present period, the rest-lake (— 15 stage).

On the relative or absolute duration of the first three stages we cannot express an opinion. In the sequel, however, we will try to give an account of the morphological formation that ensued during the different periods as well as the degree of development they attained.

First high-water period. When the water-surface within the Arpojaure district fell from its highest level at 532 *m*, the lake Arpojaure was formed in the kettle-hole closed by glaci-fluvial oses. On the eastern side the water found its outlet in a hollow between two ose-centres consisting of coarse gravel. In the loose material a channel was easily cut out, which undoubtedly soon got its final present appearance and attitude with the passpoint at — 0,4 *m*. (Pl. 9). Like the whole bottom of the brook, the passpoint is paved with the large boulders, which wer sucecessively heaped, while the smaller were eroded away, and thereby it must have kept the same height almost throughout the existence of the lake.

As the shore-line of this first stage is the innermost, forming the base of the high cliff, the quantitatively largest erosion and thus the greatest morphological changes must have taken place during this period. For it is evident that the material which has lain inside the triangle ABC in fig. 4 B must now have been cut away, while during the second high-water period only that within the polygon DEFC was eroded.

To a closer examination of the shore-terrace and its diffe-

rent parts I shall recur when treating of the second high-water period. However, it must be remarked already here that the broken thin line on the map marks the boundary between the erosion- and the accumulation-terraces or, in other words, the approximate position of the *initial* shore-line of the lake before the waves had had time to cut out an erosion-terrace inside and accumulate a plain outside it. As will be seen, the course of this line was more irregular than the full thick one. Especially the large point to the east of the mouth of the Telt-river, the existence of which has been stated by C. Carlzon on stratigraphical grounds, ought to be observed. The whole of this point, however, was not cut away during the first high-water period; part of it was eroded during the second high-water period or at the very emptying in 1905. In the same way the headland below the terminal terrace on the eastern side of the lake was sharper and more projecting before, and so was also the one at the northern side of the north-eastern bay.

It is more difficult to express an opinion of the changes brought about through accumulation, as these formations might have been more or less transformed during the following periods. The accumulation-terrace, I daresay however, may have been built up to its final shape as early as this period, and in size as well as in position it has shown nearly the same main features as it now does. Therefore we may state that the shore-zone as well as the topography of the whole lake-basin reached a mature stage during the first period, and an appearance which — the western part of the lake excepted — was only little changed during the following periods.

Low-water period. As mentioned above, it is owing to the presence of well developed shore-lines on the terrace-steep that we have been led to presume a period of low-water during the existence of the Arpojaure. It is especially on the eastern side of the lake, below the terminal terrace, that these shore-lines lie most beautifully developed and most free from later

accumulated material (fig. 5). They are formed as more or less high erosion steeps of stones, which have a size up to 1,5—2 *dm* in diameter. No erosion terraces are to be found, which shows that the surface of the water has not stood at the different levels for any long space of time but only so long as to enable the waves to carry away the finer material and heap the coarser to steeps or banks. As is evident from

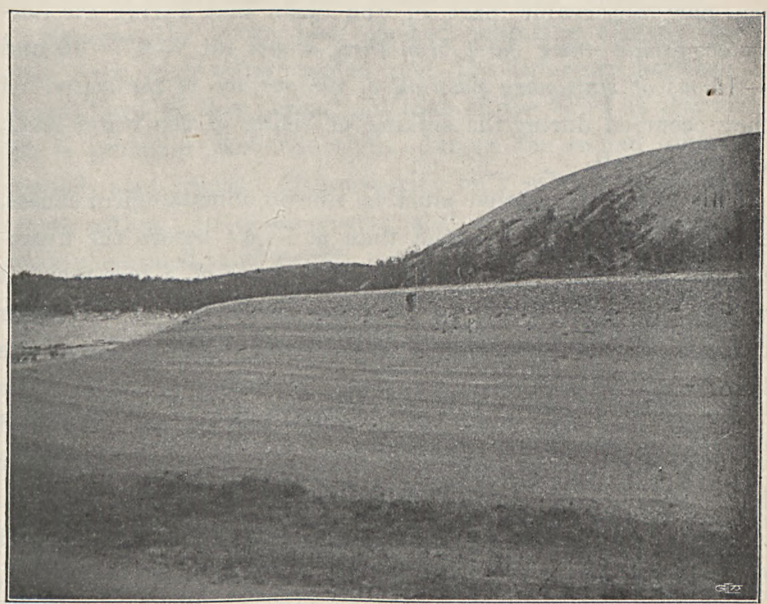


Photo: The author.

Fig. 5. The shore-lines of the low-water period at the northern part of the eastern shore, beneath the marginal terrace.

fig. 5, especially two shore-lines are clearer and sharper than the others, the first at — 6 *m*, the second at — 10 *m*. Further to the north there is a third sharply formed line at — 13 *m*. These three shore-lines are the only ones that can be followed in the field further than along the eastern side of the lake. In spite of a few intervals, where they are entirely buried by distal sediments from the following period, they can be traced along the whole of the northern shore up to the mouth of the North-eastern bay. On the southern side they cannot

now be discovered as they are here wholly covered by lake-sediments and dunes; that is also the case on the western shore, where the deltas of the streams have effaced them.

The lowest shore-line observed lies, as has been said, immediately above that of the present lake at — 13 *m.* Whether there are any shore-lines below this level we don't know, as the lake could not be sounded. However, it is evident from the now observable part of the basin that *during the low-water period there have been three stages* (at — 6, — 10 and — 13 *m*) *of stationary position of the surface of the water.* If they occurred during the sinking or rising of the water-level, we cannot tell.

This low-water period must be due to climatalogical causes, as there was no other outlet than at — 0,4 before the draining of the lake. Nor is there any trace of a lower outlet which has been filled up, and the oozing out of the water through the great glaci-fluvial formations that surround the lake is completely inconceivable. However, it ought to be observed that the lake is so small and is so open and well situated for evaporation that the level of the water has shown great changes even at small variations in clime. According to information obtained from those who drained the Arpojaure the depth of the rest-lake is 10—15 *m*, which is very probable, as the neighbouring kettle-holes have about the same depth. From a morphological point of view there is nothing to make a complete drying up of 25—30 *m* improbable; nor is there anything to prove it; the minimum measure, however, is the lowest low-water shore-line which is at — 13 *m.*

As to the morphological changes of the basin during this period we cannot say anything about them, as most traces were effaced during the following period. It is probable, however, that a sharpening and levelling of the terrace-steep, must have taken place both at the time of the rising and the sinking of the surface of the water; the drained parts were also exposed

to the subaërial erosion and transformed just as the present shore (see further page 512).

The second high-water-period. The shore-line of this period is very well-developed and sharply marked in the topography, where it separates the bare sand from the shore-terrace of the first period. Its course approximately follows the latter and is only separated from it by a zone 5—20 *m* broad and overgrown, as mentioned before, by birches and brushwood.

Because the shore had reached maturity already during the first high-water period and the difference between the water-level of this period and that of the third is very small, it is probable that the shore during the second high-water period also reached full maturity only after a short time of wave-action. In other words, most of the morphological work was performed, and it only remained for the waves to *regulate* the shore-profile to their water-level. Thus during a tolerably long time before the draining in 1905 the lake-basin was at rest.

In general it is a rare thing that a shore reaches its full maturity. The earthcrust and the clime are too unstable to allow the shore of a sea or a great lake to retain the same altitude so long a time that the waves and the currents can form a »profile of equilibrium». It must be mentioned that the shore-current, through its power and range, often transforms already formed parts of shore, by eroding material and transporting it to another place. Therefore the shore-drift often leads a never ceasing, wandering life along the coast. In small lakes, as the Arpojaure, where the height of the waves could only fluctuate between narrow limits, the shore-drift soon attained a secure existence at the place of its first deposition. If the surface of the water remains at the same level a relatively long time and the cliff is built by loose and easily eroded and transported material, the shore can however here reach full maturity.

On examining the shore-terrace we find it very regularly

formed, although its breadth at different points of the lake shows irregularities, owing to causes treated below. The terrace consists of two parts, one covered with more or less large stones and the other built up of fine sand, only here and there strewn with coarser stones (fig. 6). The first-mentioned of these parts is the *wave-cut terrace.*[1] The stones on the surface were carried hither, according as the finer material



Photo: The author.

Fig. 6. The parting-line between the wave-cut and the wave-built terrace at the eastern shore outside the ancient outlet. (The marginal terrace in the background; the present rest-lake to the left).

was cut away. The size and appearance of the stones are also quite in accordance with those in the adjoining cliff. Thus on the N. and E. shore, where the principal ose with is proximal glaci-fluvial material is situated, the stones on

[1] For a more detailed description of the shore in general and especially of that in Arpojaure I refer to my treatise: Strandzonens allmänna morphologiska utveckling. Ymer 1914.

the terrace is coarsest, measuring as much as 3—5 *dm* in diameter, while on the south the size sinks successively from 1 *dm* in the eastern part towards the west, so that in the middle of the shore it only measures 0,3—0,4 *dm* and at the month of the Telt-river the terrace wholly consists of sand. Here there is no apparent difference in the topography between the two parts of the terrace, but the boundary can be fixed in the large stream section.

The seccond part, chiefly composed of fine material, is *the wave-built terrace.*

Gilbert[1] has pointed out that the currents are the most effective power acting on the shore; he also says that »the transporting effect of waves alone is so slight that only a gentle current in the opposite direction is necessary to counteract it». The undertow brings the material, eroded by the breakers, right out from the shore-line to the terrace, where the shore-current takes it and transports it along the shore forming the accumulation part of the terrace (the »wavebuilt» part). In Arpojaure with its clearly developed shoreterrace one can follow and form a good conception of the transportation of the shore-drift.

Pl. 9 shows the position of the wave-built terrace, lying between the thin broken line and the outer edge of the terrace-steep. As will be seen, there is none in the NE. and it is slightly developed on the northern shore, but especially well on the southern, reaching its maximum in the western and south-eastern part. This distribution of the accumulation areas is explained by the fact that the winds are strongest from the large, wide Arpeijoki valley in W. and thus the waves largest in the east part of the lake, especially on the projecting point below the marginal terrace. A result of this is that the erosion has been greatest on the eastern shore of the lake, and also most material carried away from the cliff of

[1] G. K. Gilbert: Lake Bonneville; U. S. Geol. Survey. Monograph I. Washington 1890.

the marginal terrace. Because of the exposed situation of the shore, however, the fine material could not find a place calm enough for accumulation here, but was transported by the strong shore-current along the shore down to the bay in SE., where the water was still and where the material rested.

The large size of the wave-built terrace in SW. is a result of the rich supply of material from the headland of fine sand which has jutted out here and been totally eroded. As the lake also formed a bay here, the shore-current could not carry away any material, but on the other hand it carried more or less large great quantities in the bay from N. and E. It must be observed, however, that the large plain between the Telt-river and the southern small tributary to the Arpojaure-river is to a great degree the delta of these rivers.

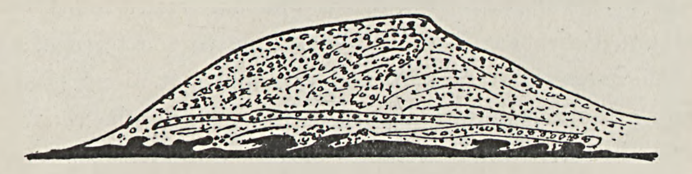


Fig. 7. Cross-section of the bar at the southern shore.
Scale: 1 : 50

Concerning the two small bars, which cross the lagoons on the S. shore and in the corner N. of the mouth of the North-western bay, it should be mentioned that on account of botanical and stratigraphical reasons the first must have been built up during this second high-water period. Its summit lying at + 1,30 *m* bears testimony to a higher water-level than that at ± 0 or an *oscillation* (fig. 4 B). By digging through the middle of the bar a section was exposed like fig. 7. On a ground of fine glaci-fluvial sand there is first a stratum of peat (1 *dm* thick), containing pollen of Picea. It passes directly into the vegetation-cover of the lagoon. In its uppermost part it is destroyed and interbedded by small lenses of sand showing the effects of waves when the water

rose. Above the peat is sand with long more or less horizontal bands of gravel and small broken strata of silt. These are covered by sand and gravel layers conformable to the sides of the bar. In the middle there is a great irregular centre of indistinctly stratified gravel with stones of 1—2 *cm* in diameter; towards the lake it passes into sand containing small stones. The outermost zone consists of gravel with stones 3 *cm* in diameter, showing the erosion and outwashing of the waves. The whole section agrees completely with those published by RUSSEL.[1]

If the northern, eastern and southern sides of the lake have not been transformed to a high degree during this period, the western side, on the contrary, has undergone more or less radical changes by the action of the rivers.[2] Here also all the shore-lines from the preceding period are destroyed as covered with large quantities of sediments.

The present period (after the draining in 1905). The morphological changes that have taken place since 1905 are not important. However, the ravines and the delta on the west side of the lake form an exception. Presumably they were formed very quickly immediately after the catastrophe 1905. The great quantities of loose material, which were easily eroded in the fine shore sand, were deposited as a delta just outside in the present lake. Now the two rivers continue to increase the plain with both their different deltas.

As is seen from Pl. 9, the shore of the present lake is very uniformly developed (on the map the dotted line in the lake marks the outer edge of the shore-terrace as it could be fixed from the shore). Like the large Arpojaure terrace of the high-water periods the one which is now building consists of a wave-cut as well as of a wave-built part. Their situa-

---

[1] I. RUSSEL: Geological History ef Lake Lahontan. U. S. Geol. Survey. Monograph IV. Washington 1885.

[2] This part of the lake-basin cannot be well analysed from a geomorphological point of view, but its stratigraphy has been carefully investigated by C. CARLZON who will publish his results in Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala.

tion and size correspond also in general with the Arpojaure shore. In NE., where the power of the waves is now strongest, the terrace reaches a breadth of only 3—4 *m* because here it consists only of the wave-cut part. In the south-eastern and north-eastern bay, on the other hand, it attains a breadth of 10 *m* depending on the great wave-built part, in the first place formed by sediments carried down from W. and N., in the second from E. Because the water-level in the lake was sinking during my visit, there was no subaquatic delta-terrace outside the mouthes of the rivers, but the borders of the deltas were soon after their formation raised above the surface of the lake. On the point between the two rivers, however, there was a shore-terrace 10—15 *m* broad. A great transportation of material from S., when the wind was in the south, and from W., when the wind was in the north, could also be directly observed as well as a great transformation of the hooked spit in the remotest part of the point at different winds.[1]

Besides the ravines in the western side which have been formed by running water, the terrace on the north side of the lake has been more or less destroyed by erosion through temporary rills formed by rains. This erosion seems to be very rapid, the small ravines eat back in the fine sand with great speed and branch off, leaving between them more or less long tongues of the terrace — phenomena quite similar to those met with on a considerably larger scale in the great rivers of Norrland.

As has been mentioned before, the wind-erosion on the dried areas of the Arpojaure basin is rather great and has already formed considerable dunes, though the sand-drift can only have any effects from June to September, as during the rest of the year the area is frozen and covered with snow. All the dunes are situated on the south and south-east shore, the largest of them lying immediately outside the 0-line, where it bounds the south-east bay. (See the map, where the dunes are marked

[1] Cfr. Strandzonens morfologiska utveckling etc. Ymer 1914.

with a fine line). From a morphological point of view this wind-erosion has not yet altered the topography of the Arpojaure basin to any great extent, but if it is allowed to continue at the same rate as now, the time will not be far off, when the south shore has lost ist original shape and is quite covered with eolian sand, while the district round the ravines has considerably decreased in height.

Conclusion. In spite of the smallness of the Arpojaure lake the waves and their currents have been able to do a great work on the shore and form a shore-zone of full maturity. This depends upon the fact that the whole basin, being a kettle-hole, is bounded by glaci-fluvial material, which is very easily eroded and transported. It is true, indeed, that the phenomena are small and insignificant, but their nature and genesis are indeed quite similar to those of larger lakes or in the sea. In these latter places, however, it is difficult and in many cases impossible to make such detailed observations as are necessary to get an intimate knowledge of the morphological processes and their development. Therefore, studies of small but well developed areas are one of the few ways open for detailed studies of actual morphology.

To sum up the above brief description of the morphological history of the Arpojaure basin, the four periods with different heights of the water-level may first be pointed out. As the surface of the lake was inconsiderable and the outlet especially narrow, even small changes in the supply of water have produced great variation of the water-level. In spite of this, we must believe that at least the low-water period is due to climatological circumstances. Without desiring to enter into a discussion with more or less weak hypotheses of the climatological characteristics of the periods I must, however,point out that it is very probable that they correspond with those of BLYTT and SERNANDER, so that the first period corresponds with the Atlantic the second with the Subboreal and the third with the Subatlantic; the fourth is due to the draining in 1905.

From a morphological point of view the four periods may be characterized in the following manner: 1) The first is the time of the greatest morphological processes and transformation of the basin; the cliff got its final height and position, the shore- terrace was eroded and built up, and the whole shore attained a high degree of maturity. 2) During the second period, when the water-level was more stationary at three altitudes (—6, —10 and —14 *m*), a sharpening and a levelling of the terrace-steep have taken place; the results of the other changes are now destroyed. 3) The shore-profile already formed during the first period is during the third period only regulated to the present water-level and a mature stage is soon reached. The western part of the lake, however, has undergone more or less great changes through the accumulations by the rivers. 4) The greatest changes that took place immediately after the draining-catastrophe were the forming of the ravines on the W. side and of the largest part of the delta outside them. The subäerial erosion through wind and rain is great on the shore- and delta-plains, but has not yet destroyed the lake-topography of the basin.

The draining-catastrophe in 1905.

The phenomena which arose *within the lake* during the very short catastrophe, consisted almost only in the *direct fall of the surface of the water*, because hardly anything was eroded besides the material that lay at the place of the draining ravine. Outside the lake, on the other hand, there arose considerably greater changes. As these so intimately belong to the history of the Arpojaure, I consider myself justified in treating them here in all brevity.

Between the high ose on the north side of the lake and the marginal terraces south of it, there was a little depression before the draining. It was here that the settlers determined

to dig a channel to lower the lake and get grazing-ground on the shallow shore terraces.

As is, however, often the case with the draining of lakes, the changes that arose were much greater thas was supposed at the start. After digging for a couple of weeks the surface of the Arpojaure was finally reached, the water entered the channel, and in less than two hours the stream had cut a 15 *m* deep ravine in the very erosive gravel and sandy material, and all the water welled out over the lowland outside the lake.

The map, Pl. 9, shows that part of the inundated area below the lake which was most changed and where the signs of the catastrophe are most beautifully exposed. As is seen, the ravine (38 *m* deep) widens more and more to the E. towards the lowland. The latter is bounded on the N. by the river Arpojoki, on the W. and partly also on the S. by oses, while on the NE. the large peat-bog Arpovuoma extends. To this one the broadest, northern part of the inundated area also belonged before the catastrophe.

As shown by the figures on the map, the area sinks from —15 *m* at the ravine to —30,6 and —31,7 at the Arpojoki. Before the draining the Arpojoki ran more southwards, with a curve towards the figure 25,6, at which place it joined the former outlet from the Arpojaure. The little bag-like part which the area forms at its southernmost edge is just situated in the gully of this outlet, where it swells out owing to the presence of a kettle-hole. The irregular glaci-fluvial formations which lie on both sides of the mouth of the ravine extended a little farther out before, but left a depression between each other. It was in this valley, overgrown with birches and salix-bushes, that the waterfall of the draining found its natural outflow, afterwards spreading far and wide over the bog below. At present the area, with its great ridges of blocks and broad plains of sand and gravel, looks just as barren and desert as the Arpojaure basin.

Let us, however, investigate this area, at the same time trying to solve the history of the draining catastrophe.

The 28 *m* high borders of the ravine descend abruptly with a slope of 30° down to the bottom, where the present outlet flows. On the north side, a narrow terrace is situated, terminating 400 *m* east of the lake in a great heap of blocks,[1] which measure 1—1,2 *m* in diameter and which are divided into three ridges directed toward the east.

In front of it there is a new larger and broader block-mass. In the centre the stones reach a maximal diameter of 1 *m*, thereafter decreasing in size towards the east. Its different rows also become narrower and narrower and are formed of finer material towards the south, so that at the figure 21,2 they only consist of small low heaps more or less convex to the south. They consist of gravel and stones reaching a size of 5 *cm*. Towards NE. the second block-delta gradually passes into a broad lobe-formed area of sand and gravel, which reaches down to the Arpojoki and with small deltas of fine sand extends to the south border of the inundated area. A third mass of blocks is situated to the North of the second, but differs from this and the first by the broader and triangular form of its ridges. Like the second block-delta the third passes gradually into an area of sand and gravel, separated from the former by an erosion gully now dried out. *Both of these sand-areas are thus the distal continuation of the three proximal block-deltas.* The material is at the figure 24,6 about 0,4—1 *dm*, on 30,2 about 0.3—0.5 *dm* and at the periphery on figure 31,2 only 0.1—0·05 *dm* in diameter.

These facts give us the following idea of the catastrophe The first quantity of water that entered the channel eroded its way with great rapidity, finally reaching the eastern slope, down which it ran. The stream had now started, the erosion in the fine sand was very rapid, more water could enter the

[1] Marked by dotted areas on the map.

ravine at the same time, and its deep increased at an enormous rate, so that it may be presumed that the chief part of the whole volume of water *rushed out all at once, or within a very short time.* It carried away everything that stood in its way, large patches of earth with bushes and birches were torn up and carried by the water far down to the bog where they now stand bare and dry, two kilometres or more from the lake. The gravel and sand in the marginal terraces as well as the proximal coarse material in the ose were then reached. The largest stones reaching a size of 1—1.2 *m* rolled down the slope and were deposited as the first delta of blocks. Too great quantities of stones could not, however, be accumulated here, as the stream must have a free passage. The principal water-stream therefore divided and rushed south of the first block-mass and at an angle in front of it built up a new delta of somewhat smaller material. The same conditions occurred here, and the chief stream changed its course again in order to find a freer passage towards the north. The coarsest material now in transportation reached 0.5 *m* in diameter and formed the third delta of blocks. These three deltas represent the centres of the strongest torrents, lie therefore in front of each other from a proximal to a distal direction built up of material of decreasing coarseness. Their different ridges also pass successively from narrow into broader lobes; the distal fine material finally built real outwash gravel-plains. They filled, pushed aside and dammed up the Arpojoki river into a lake, part of which is still left west of the figure 30.6.

Owing to the great friction and the spreading of the waters over a considerable area, the sand and gravel could not be carried any great distance, but stopped abruptly 700—1200 *m* from the ravine. The finest material, or that which was suspended in the water, followed the course of the great stream through the river Arpojoki out into the river Köngämä. The water from the Arpojaure also rushed forward

so violently in this broad river, that a wave of white and muddy water came down ar far as Haparanda on the Gulf of Bothnia ca. 420 *km* from the Arpojaure.

When the principal part of the waters had rushed out, matters became a little more settled. The erosion in the ravine continued, however, although not at its former rate, owing to the decrease in the height of the fall and in the resistance of the coarse material which had tumbled down into the ravine from the sides of the oses.

After having run in the gully between the two distal outwash gravel-plains the outlet of the Arpojaure soon found its present channel on the western side of the inundated area. Soon after the catastrophe the Arpojoki river also found its way along the northern boundary, now quickly eroding a valley in the gravel and fine sand.

Sammanfattning.

Föreliggande uppsats utgör en kortfattad redogörelse för resultaten af mina undersökningar öfver sjön Arpojaure i nordligaste Torne Lappmark under sommaren 1913.

Trakten omkring Arpojaure (fig. 1) utgöres af ett stort rullstenskomplex, sammansatt af åsar, rand-terrasser och kamebildningar. Åsarne nå på flere ställen stora dimensioner samt uppträda ofta med en—tre parallellryggar. Några af dessa visa utpräglade centra på regelbundna afstånd från hvarandra (fig. 2); sannolikt representera dessa årscentra, i hvilket fall landisen här dragit sig tillbaka omkring 100—150 *m* pr år. En väl utbildad randterrass, som ligger vid sjöns nuvarande utlopp, når med sin plana yta upp till 532 *m:s* höjd öfver hafvet angifvande en vattenyta på denna nivå. Kame-områdena bestå af en oredig massa små kullar, skilda från hvarandra af större och mindre afloppslösa sänkor. Utom de dödisgropar,

kame-områdena upptaga, finnes det äfven andra sådana vid och mellan de skilda rullstensåsarne. En af de största dödisdepressionerna är just Arpojaure-bassängen (fig. 3 och Pl. 9). På N sidan begränsas denna af en hög rullstensås, bestående af groft, proximalt material. Terrängen S om sjön har på grund af att den legat i lä om det stora isparti, som en gång upptog depressionen, blifvit uppbyggd af distalt material (sand och finare grus).

År 1905 genomgräfde nybyggarne i trakten åsen vid den nyssnämnda randterrassen och uttappade delvis sjön för att erhålla betesmarker af dess grunda strandterrasser. Företaget misslyckades så till vida, att ännu icke ett grässtrå växer inom sjön; vattenytan sänktes dock med 15 *m* och en liten restsjö återstår blott i depressionens djupaste parti, omgifven af de bara, sterila stränderna af sand och grus.

Fig. 4 A visar en typisk profil öfver den forna Arpojaures strandzon. Vid ± 0 stod vattenytan vid tappningen 1905 (på kartan markerad med en heldragen tjock linje), vid + 0,8 är ett terrasshak, utvisande ett högre läge af vattenytan under sjöns historia (på kartan markeradt med en streckad tjock linje). Terrassen mellan de båda siffrorna är bevuxen med björk, en, vide och ris. Utanför ± 0 utbreder sig en strandterrass, som begränsas ned mot restsjön af en brant. På denna finnes äfven tydliga strandlinjer (fig. 5), utvisande låga vattenstånd.

Den mest sannolika ordningsföljden mellan dessa perioder i sjöns utveckling är (fig. 4 B): 1) första högvattensperioden (0,8 stadiet), 2) lågvattens-perioden, 3) andra högvattens-perioden (0 stadiet), 4) nuvarande perioden (— 15 *m* stadiet). Då sjön under hela tiden till 1905 endast ägt ett utlopp och dettas passpunkt icke har kunnat undergå förändringar utan varit fast, måste åtminstone lågvattensperioden bero på klimatologiska orsaker. Sannolikt är då, att den motsvarar BLYTT's och SERNANDER's subboreala skede.

Ur morfologisk synpunkt torde de olika perioderna i sjöns utveckling kunna karakteriseras på följande sätt. Under den första har den ojämförligt största utvecklingen ägt rum. Strandens erosionsbrant eller kliffen erhöll sin nuvarande höjd och riktning och den utanför liggande terrassen ungefär samma bredd som nu (med undantag af områdena utanför Telt- och Arpojaure-bäckarne, som under de följande skedena fortsatte att utbygga sina deltan). Strandzonen torde redan då ha ut bildats till en hög grad af mognad eller morfologisk fulländning. Då det på strandterrassen kan iakttagas en skarp skillnad mellan den del, som är uppkommen genom erosion, och den som är nybyggd genom ackumulation (se fig. 6), utvisar gränsen mellan dem (på kartan angifven med en fin streckad linje) sjöns ursprungliga eller initiala begränsning.[1] Under lågvattensperioden, då sjöns yta, enligt hvad som kan iakttagas på den nu torrlagda terrassbranten, varit mer stationär vid —6 *m*, —10 *m* och —14 *m*, tillskärptes terrass-branten af vågornas erosion. Eventuella ravin-bildningar o. d. finnas nu icke kvar, emedan de förstördes under nästa period, då den kvarstående strandzonen från den första perioden hufvudsakligen endast torde hafva reglerats i förhållande till då rådande vattenyta. De största förändringarna sedan 1905 är utbildningen af de rikt förgrenade ravinerna på sjöns V sida samt de stora deltana utanför Telt- och Arpojoki-bäckarna. En rätt ansenlig vinderosion äger också rum under sommarmånaderna, och en zon af små dyner hafva bildats på och omedelbart utanför ± 0-strandlinjen.

Beträffande tappningskatastrofen 1905 kan anföras att den inom sjön endast gjorde sig gällande genom vattenytans hastiga sänkning. På den låga terrängen utanför sjön (se kartan, Pl. 9) skedde däremot stora och våldsamma förändringar. När genomgräfningen af åsen nått ned till sjöns yta och det första vattnet silat in i kanalen, skedde den fortsatta utgräfningen

---

[1] För en utförligare redogörelse för Arpojaures strand hänvisar jag till min uppsats: Strandzonens allmänna morfologiska utveckling. Ymer 1914.

medelst vattnets egen erosion med sådan hastighet, att största delen af sjön inom loppet af ett par timmar tappades ur och som en väldig störtflod flöt ut öfver nedanför liggande område. Utaf det medförda åsmaterialet stannade eller ackumulerades först det gröfsta (block mätande 1—1.5 *m* i diameter) som en rad ryggar (på kartan angifna med prickar). Då dessa förorsakade hinder i strömmens bana, måste denna böja om, och ackumulerades därför nästa blockanhopning snedt framför den förra. Ett tredje stort blockdelta bildades i sin tur snedt framför det andra. Som fortsättning af båda sistnämnda deltan utbredde sig sedan det finare gruset och sanden i stora plan. Dessa försköto Arpojoki-bäckens lopp, så att den nu rinner betydligt längre mot N än förut. Arpojaures utlopp gick först öfver de båda sand-planen (se kartan, Pl. 9) men rinner den nu på deras V sida. Tappningsfloden, medförande det finaste materialet, följde Arpojokis lopp ut i Köngämä älf och skall enligt uppgift hafva iakttagits ända nere vid Haparanda.

Geolog. Inst., Stockholms Högskola, Nov. 1913.

Anmälanden och kritiker.

1. ØYEN P. A. Mammut og moskusokse i Norge. Naturen, Illustr. Maanedsskr. for populær Naturvid. 37:te aarg. Bergen—Kjøbenhavn 1913, sid. 195.
2. REUSCH, HANS: Findestedet for moskusokse-hvirvelen. Naturen 1913, sid. 279.
3. BJØRLYKKE, K. O. Fundet av en halshvirvel av moskusokse ved Austberg i Indset. Naturen 1913, sid. 282.

I de 3 ofvan citerade uppsatserna har ett nyligen i Norge gjordt intressant fynd af en *myskoxe-halskota*, hvars bestämning verifierats af HERULF WINGE, behandlats. Som blott ett litet fragmentariskt ben af med all sannolikhet myskoxe hittills varit kändt från Fennoskandia [1]), torde en kort redogörelse för detta nya fynd vara på sin plats.

Den del af ØYENS uppsats, som behandlar mammuten och fossila fynd af detta djur, förbigås här, såsom icke innehållande något särskildt nytt för vetenskapen.

I uppsatsens senare del (sidd. 200—208), som handlar om myskoxen, omnämnes bl. a. det enda fynd, som är kändt från Danmark, hvaremot mitt fynd från Nol underkännes. (Härom mera nedan.) Det norska fyndet gjordes i april 1913 i en järnvägsskärning vid Indset å Dovrefjelds nordsida, c:a 80 *km* St. W om Trondhjem. Kotans bredd uppgifves vara 14,5 *cm*.

Profilen vid fyndplatsen var enligt ØYEN i hufvudsak följande.

Öfverst en c:a 3 *m* mäktig bädd af fin sand med sten af växlande storlek. Detta lager, om hvars genesis ØYEN icke tyckes hafva någon stadgad mening, är, enligt REUSCH och BJØRLYKKE, *morän*. Under denna följer en serie lager af sand af växlande groflek, delvis något grusblandad och delvis ersatt af rulladt grus. Enligt ØYENS profil fig. 6 är mäktigheten af denna serie c:a 4,5 *m* och kotan anträffad i bottnen af ett lager grof sand med något grus, c:a 3 *m* under moränens undre yta, d. v. s. c:a 6 *m* under jordytan. (Enligt profilen fig. 5 och en uppgift i texten träffades kotan c:a 10 *m* under jordytan). Höjden öfver hafvet är c:a 422 meter. ØYEN tolkar de sandiga och grusiga lagren såsom älf-, isälfs- eller strandsediment, medan ett lager af finare material uppfattas såsom ett issjösediment eller en kombination af ett

---

[1]) HENR. MUNTHE: Om ett fynd af kvartär myskoxe vid Nol i Bohuslän. G. F. F. 27 (1915): 173.

sådant och isälfssediment. Det lager, som inneslöt kotan, anses — märkvärdigt nog då inga andra fossila lämningar än myskoxekotan träffats i profilen — vara tillkommet under »en forholdsvis lang mellemliggende tid begunstiget av bedre klimatiske forhold av mildere karakter, som igjen har medført forandringer med hensyn til vegetationen, om hvis art moskusoksens optræden gir os en forestilling» (sidd. 207—208); och denna tid anses mycket sannolikt vara att förlägga till ØYENS »Mytilus-niveauets tid», som följde på »Ra-tiden», och myskoxen, mammuten o. s. v. tänkas då ha lefvat kvar intill den följande kalla tiden med en isframryckning, betecknad såsom »Portlandia-niveauets tid».

REUSCH och BJØRLYKKE, som, i motsats till ØYEN, besökt fyndplatsen i fråga, tolka de geologiska förhållandena på ett helt annat och, enligt min mening, riktigare sätt än ØYEN. De uppfatta nämligen de under moränen varande sedimenten såsom afsatta, innan landisen öfverskred trakten. Enligt BJØRLYKKE föreligger en drumlin (3—4 *m* bottenmorän), hvilande på sand med grus (2—3 *m*), och därunder 1—2 *m* grus, vid hvars botten kotan träffades, hvarefter följer sand af okänd mäktighet. Sanden och gruset uppfattas som älfsediment, hvari kotan inbäddats, och myskoxen antages ha lefvat i trakten under en interglacial tid eller vid slutet af en sådan, då landisen på nytt ryckte fram. Fyndet visar därför icke, att myskoxen lefvat i Norge efter den sista istiden. På samma sätt tolkas det norska mammutfyndet, som är gjordt på sydsidan af Dovrefjeld, c:a 95 *km* S t. W om myskoxe-lokalen.

Till sist några ord med anledning af ØYENS ofvan antydda uppfattning af benfyndet vid Nol. Han skrifver (sid. 202): »— — men endskjønt en svensk geolog har skrevet en særskilt avhandling om dette fund og søkt at vise at det er det først kjendte fra 'Fennoskandia', tør man allikevel være berettiget til at nære tvivl derom, ti den fremragende danske forsker Herulf Winge uttaler[1]) om det meget defekte benstykke: 'Overensstemmelsen med Ovibos er ellers ikke i den Grad slaaende, at al Tvivl er utelukket. En Mulighed, ikke saa ganske lille, er der ogsaa for smaa, tamme Oxer.' ØYEN tillägger i anslutning härtill: »Det var derfor av megen interesse, nærsagt en begivenhet i norsk kvartærforskning, at der — — blev indsendt — en hvirvel — —» af myskoxe.

Härtill vill jag endast anmärka, att ØYEN underlåtit *dels* att taga hänsyn både till professor LÖNNBERGS utsago om mitt fynd, hvilket denne på anförda grunder anser såsom högst sannolikt tillhörande myskoxe, och till öfriga delar af WINGES uttalande, såsom att han »er — — mest tillbøjelig til at tro paa Ovibos — —», *dels* också att ens antyda, att jag visat, det WINGES andra alternativ, det att benet skulle ha tillhört en liten tam oxe, »måste — — anses vara fullkomligt utesluten» (sid. 183) på grund af de geologiska förhållandena vid Nol. Benet träffades nämligen i bottnen på ett c:a 8—9 *m* mäktigt lager af isälfsgrus med sand (nedtill), som hvilar på morän-

[1]) i MUNTHES citerade uppsats, s. 182.

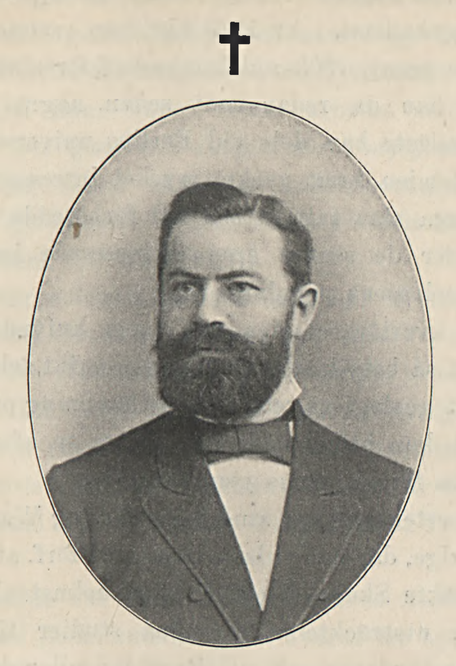
grus (flera meter) och täckes af morängrus (9—10 *m*), isälfsgrus (4—5 *m*) och åter morängrus (c:a 6 *m*).

Jag har, som jag tror på goda grunder, daterat fyndet till interglacial tid. Men äfven om man, såsom ØYEN i motsats till mig sannolikt vill, skulle tänka sig också detta fynd förlagdt till senglacial tid, är ØYEN verkligen af den åsikten, att man ens då häruppe i Norden var så långt före sin tid, att man hade små tama oxar i sin tjänst?

HENR. MUNTHE.

---

†



Felix Wahnschaffe

Med den bekante tyska kvartärgeologen Felix Wahnschaffe, som i en ålder af 63 år afled den 20 sistlidne februari, bortgick en forskare, hvilken i vida kretsar förvärfvat sig välförtjänt aktning och vänskap såväl för sin outtröttliga, entusiastiska verksamhet i sitt fack som för sin anspråkslösa och välvilliga personlighet. Som hans studier alldeles öfvervägande voro inriktade på det nordeuropeiska glaciationsområdet, äro många af hans arbeten af särskildt värde för skandinaviska geologer, liksom Wahnschaffe å andra sidan redan tidigt lärde sig vårt språk och gjorde sig förtrogen med vår geologiska litteratur. Sedan 30 år var han ledamot af Geologiska Föreningen.

Omedelbart efter afslutade universitetsstudier i Leipzig

och Jena anställdes Wahnschaffe år 1875 såsom kemist vid den nyinrättade afdelningen för geologisk-agronomisk kartläggning af slättlandet vid Preussens geologiska undersökning och bergakademi. År 1879 blef han assistent och 1886 Landesgeologe samt 1903 afdelningschef för slättlandskarteringen, som han då redan ledt sedan några år tillbaka. Samtidigt föreläste han dels vid Berlins universitet och dels vid bergakademien samt väckte mycket intresse för kvartärgeologien genom sina talrika och väl förberedda exkursioner. Särskildt under de senare åren intresserade han sig äfven mycket för geologiens popularisering.

Om också kvartärgeologien var hans hufvudfack, egnade han äfven ett så betydande och framgångsrikt arbete åt markläran samt åt geologiens praktiska tillämpning på jordbruket, att man väl kan beteckna honom såsom en af den moderna agrogeologiska forskningens grundläggare.

Sin första vetenskapliga studieresa företog Wahnschaffe år 1883 till Sverige, där han tillsammans med förf. af dessa rader särskildt besökte Skåne, Bleking, Stockholmstrakten och Bohuslän. Han utsträckte vidare sina studier till de öfriga skandinaviska länderna och till Ryssland eller de länder, som träffats af den skandinaviska nedisningen. Senare besökte han de nordamerikanska och alpina glaciationsområdena, hvarjämte han 1910 deltog i den svenska kongressexkursionen till Spetsbergen.

Inom sitt eget land hade han företagit en mängd resor och forskningar. Bland annat hade han helt eller delvis karterat och beskrifvit ett trettiotal geologiska kartblad i skalan 1: 25 000. För öfrigt hade han utgifvit inemot ett hundratal vetenskapliga och ett tiotal populära, geologiska uppsatser jämte ett tiotal nekrologer öfver framstående forskare. En förteckning öfver hans arbeten finnes bifogad till den minnesruna öfver Wahnschaffe, som af Paul Krusch blifvit införd i Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gessellschaft för innevarande år.

WAHNSCHAFFES talrika smärre uppsatser öfver räfflor, skilda slag af moräner, glacifluviala, fluviala, eoliska och biogena kvartäraflagringar såväl som deras ytformer, bilda, tack vare hans goda iakttagelseförmåga och samvetsgranna arbetssätt, viktiga källskrifter för kunskapen om Tysklands kvartära bildningar. Bland hans något större arbeten må här särskildt erinras om: *Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg*, däri han bland annat använder benämningarna *postglacial och spätglacial* i tillnärmelsevis samma mening som motsvarande ord hos oss erhållit.

Sina kvartärgeologiska forskningar har WAHNSCHAFFE sammanfattat i sitt förnämsta arbete: *Die Ursachen der Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes*, hvaraf första upplagan utkom 1891, den andra 1901 och den tredje 1909. Detta arbete med sin rikedom på omsorgsfullt sammanställda fakta och sina värdefulla litteraturhänvisningar är alltjämt sedan ett kvarts sekel den viktigaste öfversikten af Tysklands kvartärgeologi.

Af stort värde var äfven WAHNSCHAFFES *Anleitung zur wissenschaftlichen Bodenuntersuchung*, hvaraf tre upplagor utkommit åren 1887, 1903 och 1914. Han har i detta arbete kunnat tillgodogöra sin goda kemiska underbyggnad och sin rika praktiska erfarenhet inom ämnet, hvilket också förklarar den stora användning denna lärobok erhållit.

Som människa var WAHNSCHAFFE ovanligt afhållen på grund af sitt vänliga och anspråkslösa väsen och sin sällsynta plikttrohet. Också erhöll och skötte han med största omsorg åtskilliga förtroendeuppdrag, bland annat inom de tyska geologiska och geografiska sällskapen i Berlin, om hvilkas lugna och gynnsamma utveckling han med sitt flitiga och osjälfviska arbete samt sitt försonande sätt utan tvifvel inlagt stora förtjänster.

Många äro de utländska geologer, hvilkas tacksamhet han förvärfvat genom att på det välvilligaste sätt biträda dem vid deras studiebesök i hans hemland, och många äro de vän-

ner som beklaga hans bortgång. Undertecknad erinrar sig sålunda med tacksamhet ända sedan vår första bekantskap 1880 många bevis på aldrig svikande välvilja från WAHNSCHAFFES sida, hvarvid dennne bland annat visade sina goda kunskaper i svenska språket genom att på ett förträffligt sätt till tyska öfverflytta uppsatserna *Om den skandinaviska landisens andra utbredning* och *Om ett konglomerat inom urberget.*[1])

WAHNSCHAFFE var sedan 1878 synnerligen lyckligt gift, och hans hustru, född THERESE BACH, intresserade sig lifligt för hans arbeten, som hon också illustrerade med ypperliga fotografier.

[1]) Båda återgifna i Zeitschr. d. D. Geol. Ges., årg. 1885 och 1886.

G. D. G.

GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR.

BAND 36. Häftet 7. **December 1914.** N:o 301.

Mötet den 3 december 1914.

Närvarande 35 personer.

Ordföranden, hr MUNTHE, påpekade, att vid dagens möte förelåg färdigtryckt n:o 300 af Föreningens Förhandlingar, samt ägnade med anledning häraf några minnesord åt OTTO TORELL, initiativtagaren till Föreningens bildande (d. 15 maj 1871), och A. E. NORDENSKIÖLD, på hvilkens förslag (d. 16 dec. s. å.) Föreningen beslöt utgifvandet af en tidskrift. Såsom något tämligen enastående torde få anses och med stolthet nämnas, att häftena utdelats regelbundet vid de resp. mötena med undantag af några häften under förberedelserna för geologkongressen 1910, och uttalades den förhoppningen, att denna goda tradition allt framgent måtte äga bestånd.

Till Ledamöter af Föreningen hade Styrelsen invalt:
Fil. stud. S. HAGMAN, Stockholm,
på förslag af hrr G. De Geer och H. Bäckström;
Jägmästaren MAURITZ CARLGREN, Umeå,
Fil. mag. ERIK ASPLUND, Uppsala,
Fil. kand. HELMER OLIVECRONA, »
Fil. stud. G. EINAR DU RIETZ, »
Fil. stud. THORSTEN ROCÉN, »
Fil. stud. ERIK ALMQVIST, » och
Fil. stud. ERIK BERNER, »
samtliga på förslag af hr Sernander.

Vid härefter förrättadt val af Styrelse utsågos:

Till *ordförande* hr A. WALLÉN,

Till *sekreterare* hr A. GAVELIN,

» *skattmästare* hr K. A. GRÖNWALL,

samt till *öfriga styrelseledamöter* hrr H. MUNTHE och P. GEIJER.

Till *revisorer* af 1914 års förvaltning valdes hrr B. HÖGBOM och S. JOHANSSON med hr T. G. HALLE som suppleant.

Hr A. G. HÖGBOM höll föredrag *om tydningen af Scolithus linearis och om scolithussandstenarnas bildningsvillkor.* På grund af några iakttagelser vid holländska kusten, där föredr. funnit, huru den under ebbtid uttorkade sanden, när den vid flodtid öfversvämmades, blef genomdragen af vertikala luftrör, genom hvilka den vid vattnets nedträngande i sanden utdrifna luften utströmmade, och på grund af experiment, som föredr. anställt öfver denna process, gjordes gällande, att scolitherna voro sådana luftrör, som sedermera igenfyllts med nedsvämmad eller nedblåst sand. På liknande sätt tyddes de cylindriska något gröfre bildningarna i de skottska »pipe-rocks», som stratigrafiskt fullständigt ekvivalerade vår svenska scolithussandsten. Båda bergarterna, som utgöra det understa ledet i den underkambriska sandstenen, ansåg föredraganden bildade vid hafvets första transgression öfver den vittrade och af flygsand täckta, utomordentligt jämna subkambriska landytan. När denna vid ebbtid torrlades, bildades scolithusrören, som blefvo fyllda och öfvertäckta af sand vid flodtid. Den vidsträckta och jämna bottnen gjorde, att hafsvågorna hade en ytterst obetydlig eroderande förmåga och att sålunda scolithusbankarna lätt undgingo att förstöras. Egendomligheten i dessa aflagringars pigmentering vittnade också om att sanden växelvis uttorkats ock genomfuktats. Vid hafvets fortsatta transgression, som medförde, att sanden ej vidare blef i samma grad utsatt för uttorkning under ebbtid, upphörde scolithusbildningen. I stället blifva nu, i de öfverlagrande

bankarna, allehanda krypspår vanliga på skiktytorna och marina fossil (medusor, brackiopoder, *Olenellus* etc.) börja infinna sig. (En uppsats öfver detta ämne inflyter i Vol. XIII af Bull. Geol. Inst. Uppsala).

Med anledning af föredraget yttrade sig hrr GRÖNWALL, G. DE GEER och *föredraganden.*

Hr MUNTHE höll föredrag *om några senglaciala fågelfynd i Sverige.*[1] Inledningsvis framhölls, att fynd af fåglar äro mycket sällsynta i Nordens kvartära bildningar med undantag för en del arkeologiska deposita.

Hittills äro följande 7 m. el. m. säkert bestämda fågelarter kända från vårt lands senglaciala lager: *Strömand* (?) [*Histrionicus histrionicus* (L.)], representerad af ett något fragmentariskt *öfverarmben*, funnet på c:a 11 *m* djup i glacialt sandigt grus i Landeryds s:n, Östergötland; *Svärta* [*Oedemia fusca* (L.)] och *Knipa* [*Clangula glaucion* (L.)], den förra reprecenterad af ett *bröstben*, den senare af bl. a. *vingben*, samtliga funna i glacial märgel vid Slangemölla, N om Halmstad. [Dessa ben äro förut (1895) hänförda till strömand(?); se beskrifn. t. bl. Halmstad]; *Garfågel* (*Alca impennis* L.), representerad af fragment och aftryck af ett ägg i glacial sötvattenslera, Rengs s:n, bl. Skanör (se beskrifningen till detta kartblad); *Dalripa* [*Lagopus albus* (GMEL.), representerad af en hel del skelettdelar, funna i en i Toppeladugårds (Skåne) af HOLST beskrifna senglaciala torfskikt hittad matboll, som antages härstamma från *jaktfalk* (*Falco gyrfalco* L.); *Anser* cfr *neglectus* SUSHKIN, representerad af skelettdelar, funna i hvarfvig lera i Sundsvall.

Särskildt fyndet af garfågel är af stort intresse såsom varande det sannolikt äldsta kända af denna 1844 utrotade art, och emedan detta fynd visar, att densamma fordom lefde inom slättområden och vid sött vatten, alltså icke endast vid ma-

---

[1]) Jämför en uppsats i Sveriges Geologiska Undersöknings Årsbok 8 (1914) N:o 4 (Ser. C., N:o 263).

rina klippöar, dit den i följd af människans förföljelse var förvisad under de senare århundradena af sin tillvaro.

Någon närmare inblick i senglacialtidens temporärt säkerligen rika fågellif gifva de fåtaliga fynden icke, hvarför ytterligare sådana äro högligen önskvärda.

Hr HAMBERG höll föredrag *om inneslutna stenars vandring i slammassor vid frysning och upptining.* (Jfr en uppsats i ämnet i följande häfte af Förhandlingarna.)

Med anledning af föredraget uppstod diskussion, i hvilken deltogo hrr WALLÉN, B. HÖGBOM, G. DE GEER, A. G. HÖGBOM, HEDSTRÖM, HOLMQUIST och *föredraganden.*

Hr B. HÖGBOM påpekade, att föredragandens förklaring till stennätens uppkomst är svårförenlig med att stenringarna höja sig över de leriga centra. Detta ger i stället intrycket af att från dessa utgått en expansion, som pressat stenarna utåt. F. ö. är det i de flesta fall, t. ex. i blockhafven, tydligt att primära torksprickor ej kunna ha förefunnits. I stället ser man här, såsom flere författare påpekat, allmänt alla öfvergångsformer mellan enstaka »leröar» till fullt utbildade stennät, d. v. s. där en samling sådana leröar trängas. Liksom föredraganden hyllade talaren den åsikten, att denna den arktiska flytjordens kuriositet måste stå i samband med frostverkningar.

Nästa möte utsattes till torsdagen den 7 januari.

Vid mötet utdelades n:r 300 af Föreningens Förhandlingar.

Fossila zoocecidier å kvartära växtlämningar.

Af

Otto Gertz.

(Härtill Tafl. 10—11).

Vid de studier, jag under de senaste åren bedrifvit öfver zoocecidiers förekomst och utbredning i vårt land, har min uppmärksamhet varit fästad icke allenast på recenta former utan äfven på uppträdandet af fossila cecidier i kvartära aflagringar. Oaktadt mina undersökningar, hvad dessa senare beträffar, blifvit för helt kort tid sedan påbörjade, har jag funnit det lämpligt att redan nu redogöra för en del af de därvid gjorda iakttagelserna, enär den utförligare bearbetning, som jag tänker ägna detta tema, kommer att kräfva mera vidlyftiga fältarbeten och till följd däraf taga längre tid i anspråk.

De aflagringar, i hvilka lämningar af cecidier kunna anträffas i något så när bestämbart skick, utgöras, i likhet med hvad fallet är i fråga om kvartärfloran öfver hufvud, af kalktuffer och torfslag.

Hvad nu först beträffar kalktufferna, lämnar redan den tidigare litteraturen några kortfattade upplysningar om i dem gjorda fynd af fossila zoocecidier. Sålunda omnämner Blytt,[1] att han vid Leine i Gudbrandsdalen i en kalktuffsbank, öfverlagrad af *Dryas*-tuff, funnit »en del dannelser, som i høi

[1] Blytt, A. Om to kalktufdannelser i Gudbrandsdalen med bemærkninger om vore fjelddales postglaciale geologi (Forhandlinger i Videnskabs-Selskabet i Christiania Aar 1892. N:o 4), p. 7.

grad ligner de på *Salix*-blade forekommende bladhveps-(*Nematus*-) og midde-(*Phytoptus*-)galler». Någon närmare bestämning af de ifrågavarande cecidierna synes icke sedermera hafva blifvit företagen. Det torde emellertid här hafva varit fråga om de karakteristiska, af *Pontania pedunculi* HARTIG (syn. *Nematus bellus* ZADD.) eller möjligen af *Pontania proxima* LEPEL. (syn. *Nematus Vallisnerii* COST.) på blad af *Salix caprea* eller *S. glauca* framkallade gallbildningarna, samt om de på recenta blad af *Salices* allmänt uppträdande cecidierna af *Eriophyes* (*Phytoptus*) *tetanothrix* NAL. *var. laevis* NAL.[1]

Vidare lämnar KURCK[2] följande redogörelse för i kalktuffer vid Benestad (Skåne) anträffade cecidier: »Å björkbladen såväl i de äldre som yngre lagren vid Benestad finner man ej sällan gallbildningar af *Phytoptus Betulæ.* Spår af dylika[3] äro enligt BLYTT äfven iakttagna i kalktuffen vid Leine. Gallbildningar å alblad, förorsakade af *P. lævis*, äro likaledes anträffade vid Benestad, men torde vara mera sällsynta.»

Genom välvilligt tillmötesgående af prof. MOBERG har jag haft tillfälle att undersöka Lunds geologisk-mineralogiska Institutions rikhaltiga, till stor del af KURCK insamlade material af kalktuff från Benestad. Redan en ytlig granskning gaf vid handen, att tydliga aftryck af fyra olika cecidieslag här förefunnos, hvilka, bundna vid blad af *Alnus glutinosa*, *Betula verrucosa* och *Populus tremula*, med full säkerhet kunde bestämmas. Därjämte iakttogos å afgjutningarna af *Spiraea*

---

[1] Se härom liksom beträffande öfriga här omnämnda cecidier följande arbeten: HOUARD, C. Les Zoocécidies des plantes d'Europe et du Bassin de la Méditerranée. Tome I—III. Paris 1908—1913. — ROSS, H. Die Pflanzengallen (Cecidien) Mittel- und Nordeuropas, ihre Erreger und Biologie und Bestimmungstabellen. Jena 1911.

[2] C. KURCK. Om kalktuffen vid Benestad. (Bihang till Kgl. Svenska Vet.-Akad. Handlingar. Band 26. Afd. II. N:o 1. Stockholm 1901.) pp. 27, 28.

[3] Så vidt jag vid genomläsning af det BLYTT'ska arbetet kunnat finna, är det vid Leinekalktuffen icke fråga om cecidier af *Eriophyes* (*Phytoptus*) *betulæ* å björkblad, utan BLYTT åsyftar här uppenbarligen, såsom ock ofvan kommit till uttryck, den af *Eriophyes tetanothrix var. laevis* på *Salix*-blad förorsakade gallbildningen.

Ulmaria spåren efter ännu ett femte slags zoocecidier, hvilka dock ej kunnat fullt säkert identifieras. Undersökningen af de ifrågavarande cecidierna har lämnat följande resultat.

Alnus glutinosa (L.) GAERTN.

Flera af bladen visade afgjutningar af de klotformiga, på skifvans öfversida insererade, punglika gallbildningar (*Cephaloneon pustulatum* BREMI), hvilka förorsakas af *Eriophyes laevis* NAL. Samtliga afgjutningarna voro defekta, något som så att säga ligger i sakens natur, enär det på ett kort, smalt skaft sittande cecidiet, som i spetsen blir hufvudlikt utvidgadt, naturligtvis vid stuffens bristning utefter skiktytorna måste lämna fragmentariska aftryck eller afgjutningar.

Cecidiet har, som ofvan anförts, i Benestadskalktuffen redan uppmärksammats af KURCK, som funnit det sällsynt i furuzonens lindlager och sparsamt i ekzonens »lager med ek».[1]

Betula verrucosa EHRH.

Å bladen finnas ej sällan afgjutningar efter de millimeterbreda, vårtlika eller hornformade cecidierna af *Eriophyes betulae* NAL. Särskildt å en stuff voro dessa särdeles tydliga och uppträdde i stort antal å bladskifvans öfversida.

Äfven detta cecidium (*Cephaloneon betulinum* BREMI) omnämnes af KURCK. Enligt honom uppträder det vid Benestad allmänt i furuzonens samtliga underafdelningar (bottenlager, lager med rönn samt lager med lind) och i ekzonens »lager med ek».[1]

Populus tremula L.

Å blad af asp träffas i Benestads kalktuff ej sällan aftryck efter buckliga, lokala uppdrifningar eller insänkningar, hvilka med säkerhet representera delar af skifvans yta, som varit täckta af hårliknande, emergensartade utväxter. Äfven å recenta aspblad uppträda allmänt liknande cecidier (*Erineum populinum* PERS.), förorsakade af trenne arter kvalsterdjur: *Phyllocoptes populi* NAL., *Phyllocoptes aegirinus* NAL. och *Eriophyes varius* NAL. De olika arternas cecidier äro i viss mån

[1] KURCK, C. l. c. p. 75.

olika utbildade, men en säker bestämning efter botaniskt morfologiska karaktärer är i regel mycket vansklig.

Att med full säkerhet afgöra, hvilka af de nämnda arterna, som i hvarje särskildt fall gifvit upphof till de fossila cecidierna, har varit mig omöjligt, så mycket mera som de undersökta stufferna visa endast ena sidans aftryck. I det fall, då afgjutningen företer en glatt yta å deformationen ifråga och erineumbildningen sålunda varit förhanden blott å ena bladsidan, torde dock med all sannolikhet en *Phyllocoptes*-art hafva utgjort cecidozoen. Föreligger däremot en skroflig konkavering, är det osäkert, huruvida å bladet uppträdt ett dubbelsidigt utveckladt erineum (af *Eriophyes varius*) eller möjligen ett vid den konkava sidan (insidan) bundet, ensidigt sådant, i hvilket fall cecidiet måste härröra från någon af de anförda *Phyllocoptes*-arterna.

Å en stuff iakttogs ett särdeles tydligt aftryck efter ett af *Harmandia cavernosa* Rübs. framkalladt cecidium. Detta bildar å recenta aspblad en omkring 5 millimeter vid, klotrund ansvällning på undersidan. De å Tafl. 11, fig. 5, bifogade afbildningarna af dels det ifrågavarande bladaftrycket och dels ett recent aspblad med *Harmandia cavernosa*-cecidium visa tydligt samhörigheten mellan båda.

Då någon rent stratigrafisk undersökning af Benestadslagren ännu icke af mig själf företagits och då å etiketterna af de ofvan berörda stufferna ingen närmare fyndortsbeteckning förefinnes, kan jag icke närmare uppgifva den nivå, på hvilken de beskrifna gallbildningarna å asp förekomma.

Spiraea Ulmaria L.

Blad af denna växt äro, såsom redan Kurck anmärkt, särdeles allmänna i kalktuffen vid Benestad. Å dessa har jag på några stuffer funnit smala, något kägelformigt tillspetsade fördjupningar, hvilka sannolikt äro afgjutningar af de koniskt tillspetsade, på bladskifvans undersida utmynnande öppningarna till cecidier af *Dasyneura ulmariae* Bremi. De aftryck, jag sett, äro emellertid samtliga defekta och i alla händelser

icke tydliga nog för att möjliggöra en fullt säker diagnosticering af de anförda deformiteterna såsom tillhörande detta cecidium.

Bland lämningar af zoocecidier, som uppträda i torfmossmaterial, må här omnämnas det af *Rhabdophaga salicis* Schrank, hvilket synes vara relativt ofta förekommande. Cecidiet uppträder i form af kraftiga, klot- eller spolformiga ansvällningar å yngre grenar af vissa *Salices*, företrädesvis *Salix aurita* och *S. cinerea*. Det anträffades af mig redan år 1902 i åtskilliga exemplar i Toppeladugårds mosse,[1] vid hvars furuzon det var bundet.

Ett annat, i torfmossmaterial anträffadt fossilt zoocecidium äro de runda, om plankonvexa linser erinrande, 5—7 millimeter i diameter mätande skifvor, som härröra af *Neuroterus lenticularis* Oliv. (= *Neuroterus quercus-baccarum* L. ♀♀) och utväxa från bladskifvans undersida hos *Quercus Robur*. Då dessa vid mognaden affalla, kan det icke väcka någon förvåning, att de uppträda lösa i torfmoss-sedimentet och isolerade från de bladskifvor, å hvilka de suttit. Fossilet i fråga anträffade jag år 1906 i Gärdslöfs *Trapa*-förande torfmosse,[2] där det uppträdde i ekzonen, på sina ställen massvis.

Beträffande andra, i torfmossar uppmärksammade fossila zoocecidier kan vidare efter litteraturuppgifter följande anföras. Enligt Gunnar Andersson uppträda de af *Chermes abietis* Kalt. framkallade, kottelika gallbildningarna å *Picea*

---

[1] Denna lokal ligger strax väster om gårdsbyggnaderna till Toppeladugårds gods och är icke att förväxla med den bekanta, af Holst undersökta lokalen vid Toppeladugårds tegelbruk, å hvilken endast senglaciala lager förefinnas. Å lokalen invid gården är däremot lagerserien fullständig från Dryas-förande senglacial sötvattenslera upp till torflagrens ekzon. För undersökning är den numera icke längre tillgänglig, emedan torflagren till större delen bortförts och mossen vattenfyllts. — Se ock Holst, N. O. De senglaciala lagren vid Toppeladugård. (Geologiska Föreningens Förhandlingar. Band 28. Stockholm 1906, p. 55.)

[2] Gertz, O. Om fem- och sexhornade frukter af Trapa natans L. Ett bidrag till dedubbleringsteorien. (Botaniska Notiser för år 1909. Lund 1909, p. 135.)

excelsa ej sällan i Finlands torfmossar (Råberg och Ilmola).[1] Det af samme författare omnämnda »phytoptocecidium på alblad», hvilket anträffats i Anta och Fredriksbergs mosse i Finland,[2] torde med säkerhet vara identiskt med det af *Eriophyes laevis* NAL. framkallade *Cephaloneon pustulatum* BREMI. HOLMBOE har från granzonens aflagringar i Søndre Volmerødmyr i Norge beskifvit *Erineum axillare* SCHLECHT. på alblad.[3] Cecidiet framkallas af *Eriophyes Nalepai* FOCKEU.

Bland fytocecidier (af växtorganismer framkallade gallbildningar), som äro mig bekanta från mina tidigare torfmossundersökningar i fältet, vill jag i detta sammanhang erinra om det af *Rhytisma salicinum* PERS. härrörande. Detta, som å *Salix*-blad bildar glänsande svarta, något förtjockade fält, har i de senglaciala lagren af den torfmosse, på hvilken Skurups köping till stor del numera ligger, af mig blifvit anträffadt å blad af *Salix reticulata*. En annan, mera om zoocecidier erinrande, mycetogen gallbildning representera de korallformigt förgrenade, af *Plasmodiophora alni* WOR. framkallade deformationer, som allmänt uppträda på rötter af *Alnus glutinosa* och som, efter hvad jag varit i tillfälle att konstatera, äro att anträffa i alzonen af, snart sagdt, hvarje torfmosse.

Cecidiet af *Rhytisma salicinum* har af GUNNAR ANDERSSON iakttagits å andra fossila *Salix*-blad[4], det af *Plasmodiophora alni* har af HOLMBOE beskrifvits från Norges torfmossar[5] och

---

[1] GUNNAR ANDERSSON. Studier öfver Finlands torfmossar och fossila kvartärflora. (Bulletin de la commission géologique de Finlande. N:o 8. Helsingfors 1898.), pp. 112, 146.

[2] GUNNAR ANDERSSON. l. c. p. 146. Tafl. IV, fig. 214.

[3] HOLMBOE, J. Planterester i norske torvmyrer. Et bidrag til den norske vegetations historie efter den sidste istid. (Videnskabsselskabets Skrifter. I. Mathematisk-naturvidenskabelige Klasse. 1903. N:o 2.) p. 195. — I beskrifningen af ifrågavarande lokal (pp. 50. 51) saknas emellertid *Alnus* i fossillistan.

[4] GUNNAR ANDERSSON. Svenska växtvärldens historia i korthet framställd. Andra upplagan. Stockholm 1896. p. 117.

[5] HOLMBOE, J. l. c. p. 112.

anföres därjämte af GUNNAR ANDERSSON, ehuru med frågetecken, från torfmossar i Sverige.

De i Fenno-Skandias kvartära aflagringar påvisade fossila cecidozoer och cecidofyter äro sålunda följande:

Arachnida.

Acari.

Eriophyidae.

Eriophyes betulae NAL.
Eriophyes laevis NAL.
Eriophyes Nalepai FOCKEU.
Eriophyes tetanothrix NAL. *var. laevis* NAL. (?)
Eriophyes varius NAL. (?)
Phyllocoptes aegirinus NAL. (?)
Phyllocoptes populi NAL. (?)

Insecta.

Hymenoptera.

Cynipidae.

Neuroterus lenticularis OLIV.

Tentridinidae.

Pontania pedunculi HARTIG. (?)
Pontania proxima LEPEL. (?)

Hemiptera.

Aphidae.

Chermes abietis KALT.

Diptera.

Cecidomyidae.

Dasyneura ulmariae BREMI. (?)
Harmandia cavernosa RÜBS.
Rhabdophaga salicis SCHRANK.

Fungi.

Plasmodiophora alni WOR.
Rhytisma salicinum PERS.

Säkerligen skall vid en ingående cecidologisk granskning af kalktuffs- och torfmossmaterial ett betydligt större antal

fossila cecidieformer komma i dagen. Själf har jag för afsikt att, så snart jag afslutat ett större, i det närmaste tryckfärdigt arbete öfver Sveriges cecidier, äfven utförligare behandla våra fossila kvartära cecidier.

Förklaring till Tafl. 10 och 11.

Fig. 1. *Alnus glutinosa* (L.) GAERTN. Recent blad med gallbildning af *Eriophyes laevis* NAL.

Fig. 2. *Betula verrucosa* EHRH. *a* aftryck af blad med gallbildning af *Eriophyes betulae* NAL. Benestads kalktuff. — *b* recent blad med samma cecidium.

Fig. 3. *Populus tremula* L. *a* aftryck af blad med gallbildning af *Eriophyes varius* L. eller *Phyllocoptes sp.* Benestads kalktuff. — *b* recent blad med cecidium af *Phyllocoptes populi* NAL. eller *Ph. aegirinus* NAL., sedt från öfversidan.

Fig. 4. *Populus tremula* L. *a* aftryck af blad med gallbildning med *Eriophyes varius* L. eller *Phyllocoptes sp.* Benestads kalktuff. — *b* recent blad med cecidium af *Phyllocoptes populi* NAL. eller *Ph. aegirinus* NAL., sedt från undersidan.

Fig. 5. *Populus tremula* L. *a* aftryck af blad med gallbildning af *Harmandia cavernosa* RÜBS. Benestads kalktuff. — *b* undersida af recent blad med samma cecidium.

Några glacialgeologiska frågor inom våra sydliga fjälltrakter.

Ett arbetsprogram och en kritik.

Af

Gustaf Frödin.

Västra Jämtland med angränsande trakter i norr och söder har sedan gammalt tillvunnit sig glacialgeologernas särskilda uppmärksamhet och intresse, ett förhållande, som ingalunda enbart torde vara att tillskrifva det ur kommunikationssynpunkt jämförelsevis gynnsamma läget. I själfva verket ställes man här inför en myckenhet af frågor och problem ej blott med lokal karaktär, utan äfven af ingripande betydelse för ett flertal af glacialgeologiens grenar. Utan öfverdrift torde dessutom kunna påstås, att de vitala spörsmålen här ligga klarare och tydligare än vanligt, dess mer som grundlinjerna af dessa trakters glaciala utveckling hittills äro bättre kända än annorstädes inom fjällkedjans östra delar.

Under de senare åren har den glacialgeologiska forskningen inom Norrlands fjälltrakter i mångas ögon möjligen utvecklat sig efter väl ensidiga riktlinjer. Issjögeologien, som från 1800-talets slut nått en allt rikare blomstring, har emellertid småningom öfvergått från mål till medel och t. o. m. ett synnerligen viktigt hjälpmedel vid bedömandet af ett flertal vidt skilda geologiska faktorer och fenomen, som i annat fall sannolikt tills vidare skulle undandraga sig ett närmare studium. I själfva verket omfattar denna gren af glacialgeologien ej blott landskapets så godt som hela glaciala utveckling, utan

berör dessutom på det närmaste ett stort antal närliggande forskningsfält och kommer därför sannolikt ännu en tid framåt att upptaga en ej oväsentlig del af det glacialgeologiska arbetsprogrammet.

Det är ej här tillfälle att närmare ingå på flertalet hithörande frågor. Erinras må blott om betydelsen af noggranna issjöundersökningar för kännedomen om landytans deformation under och efter senglacial tid och för bedömandet af hithörande epeirogenetiska rörelsers allmänna mekanik. Härför fordras likväl ett tillförlitligt bestämmande af de skilda issjöarnas och issjösystemens nivåer, inbördes ålder o. s. v.[1]

Om också vissa af nu nämnda problem redan sedan flera år vunnit ett visst beaktande,[2] återstå däremot andra ännu föga eller intet uppmärksammade. Inom vissa delar af här behandlade område, våra sydliga fjälltrakter, äga de uti issjöar och därmed samtidiga, normala sjöar afsatta, hvarfviga sedimenten från afsmältningstiden, en påfallande stor mäktighet och jämn fördelning, jämfördt med förhållandet inom det norrländska issjölandet i öfrigt. Särskildt gäller detta trakterna kring

[1] G. Frödin: Bidrag till västra Jämtlands senglaciala geologi. — Sv. Geol. Unders. Ser. C, N:o 246 (1913), sid. 217 o. f.

— —: Glacialgeologiska studier i nordvästra Jämtland. — Sv. Geol. Unders. Ser. C, N:o 253 (1914), sid. 70 o. f.

Enl. benäget meddelande af D:r Gavelin torde den hittills funna totallutningen 50 *m* hos Frostviks-issjöns strandlinje ej kunna vara felbestämd på mer än en eller annan *m*. Då gradienten härstädes sålunda näppeligen synes kunna nedbringas under motsvarande värden för den betydligt tidigare aftappade Kallissjön, skulle här föreligga en anomali, möjligen uppkommen därigenom att de epeirogenetiska rörelserna tidigare började påverka det centrala Jämtland för att därifrån småningom skrida norrut i samband med isaflastningen. Detta dock under förutsättning, att fellatituden för kartverkets nivellering af de nutida sjöytorna ej är alltför betydande.

[2] Axel Gavelin: On the glacial lakes in the upper part of the Ume rivervalley. Bull. Geol. Inst. Upsala 1899.

Axel Gavelin och A. G. Högbom: Norra Sveriges issjöar. — Sv. Geol. Unders., Ser. Ca. N:o 7 (1910).

O. Sjögren: Strandlinjer och issjöar vid Torne träsk. — Ymer 1908.

O. Sjögren: Geografiska och glacialgeologiska studier vid Torne träsk. — Sv. Geol. Unders., Ser. C, N:o 219 (1909).

J. Frödin: Geografiska studier i St. Lule älfs källområde. — Sv. Geol. Unders., Ser. C, N:o 257 (1913).

järnvägen Östersund—Storlien eller mellan riksgränssektionen Storlien—Skalstugan i väster och fram emot Östersund —Brunfloviken i öster. En kronologisk sedimentundersökning enligt DE GEERS metod förefaller här om någonstädes inom issjölandet ha goda utsikter att lyckas. Äfven om ett sådant företag ej läte sig genomföras öfverallt på nämnda sträcka, skulle säkerligen tillräckligt många hållpunkter likväl erhållas för att med tillhjälp af andra glaciolakustrina och därmed samtidiga senglaciala data erhålla en vederhäftig uppfattning om den västra israndens form och läge vid olika tidpunkter af recessionsskedet. Utgående från isdelarens genombrytning skulle man härigenom också erhålla möjlighet att konnektera israndslägena på ömse sidor isdelaren och kanske äfven kunna fixera den exakta tidpunkten för den senglaciala lokalglaciationen inom Jämtland och Härjedalen[1]. Äfven om betingelserna inom en del andra, nordligare fjälldalar framdeles skulle medgifva liknande undersökningar, torde dessa dock äga sin största aktualitet inom våra sydliga, glacialgeologiskt delvis bäst kända fjälltrakter, ej minst af den grund att den geokronologiska forskningens hörnsten, råmärket mellan senglacial och postglacial tid, här finnes att söka i omedelbar närhet. Möjligen finnes det emellertid berättigade förhoppningar om att de centraljämtska issjöarnas sediment snart skola underkastas en sådan exakt tidsbestämning. Ej heller må härvid förbises betydelsen af en monografi öfver Härjedalens senglaciala utveckling, alldenstund dess närmare förhållande till isrecessionen inom Jämtland hittills ej är kändt. En sådan undersökning är emellertid redan påbörjad, äfven om den på grund af bristande medel och arbetskraft ej kan drifvas med större fart.

Frågan om relationen mellan isafsmältningen i Jämtland och Härjedalen blir i själfva verket ett problem af rätt djup-

[1] F. ENQUIST: Über die jetzigen und ehemeligen lokalen Gletscher in den Gebirgen von Jämtland und Härjedalen. — Sv. Geol. Unders. Ser. Ca. N:o 5 (1910) (Die Gletscher Schwedens im Jahre 1908).

gående natur och konsekvenser, i det att den ytterst hänger ihop med förhållandet mellan de af HÖGBOM först påvisade nordjämtska och sydjämtska isströmmarna. Dessa utgöra ett särdrag i landskapets senglaciala fysionomi och torde bl. a. genom svårigheten att på ett tillfredsställande sätt låta orientera sig till den hittills häfdvunna isdelarlinjen redan från början tillvunnit sig berättigad uppmärksamhet. — I en föregående uppsats[1] har jag redan varit i tillfälle att, så långt dåvarande iakttagelsematerial tillät, något analysera den nordjämtska isströmmen och påvisa dess samband med en yngsta, intill 6 à 7 mil västligare isdelare, hvilken sålunda varit bestämmande för isrecessionen inom norra Jämtland, såsom också ett studium af därvarande issjöbildningar gifva vid handen. Den gångna sommarens fältundersökningar ha ytterligare bekräftat min förut erhållna, delvis dock på otillräckliga äldre iakttagelser grundade uppfattning, att den ostjämtska isdelarens norra del under afsmältningstiden småningom trädt ur funktion och ersatts af ett västligare nordjämtskt iscentrum.

Men härvid uppställer sig också den frågan, om detta fenomen endast är begränsadt till norra Jämtland med angränsande trakter af Ångermanland, eller om det kan följas norrut inåt södra och mellersta Lappland. De hittillsvarande undersökningarna inom dessa sällan beresta trakter äro emellertid mycket knapphändiga. Den isdelarlinje, som man här måst nöja sig med, synes dock snarast kunna utgöra ett till tid och rum ej närmare bestämdt mellanting mellan ett maximalt, ostligt, något äldre, och ej närmare kändt läge samt det sista västligare, som mot öster begränsade fjälldalarnas issjöar.

Jämte isdelarens äldsta utgångsläge någonstädes öfver fjällen i väster, eller hvad man skulle kunna benämna den sista nedisningens *paleoskandiska isdelare*, hittills tyvärr ej direkt påvisad, bör man därför enligt mitt förmenande äfven söka

[1] G. FRÖDIN: Hufvuddragen af isafsmältningen inom nordvästra Jämtland. Geol. Fören. Förh. Bd 36 (1914).

fastställa dess maximalt östliga läge, den *mesoskandiska isdelaren*, och utskilja detta från det sista västligare, eller *den neoskandiska isdelaren*. Med utgångspunkt från dessa tre extrema lägen böra möjligen isdelarens oscilleringar både till tid och rum småningom kunna fixeras.

Det synes mig knappt råda tvifvel om att den neoskandiska isdelaren inom södra Lappland i det stora hela är att söka någonstädes i förlängningen på dess af mig påvisade nordjämtska sektion och omedelbart intill issjöarnas östra gränser,[1] äfven om dessa gränser, såsom de nu äro kända, exempelvis på grund af sammanblandning mellan verkliga issjösediment och andra petrografiskt likartade senglaciala sediment, i vissa fall framdeles skulle komma att något regleras.[2] En annan sak är, om denna neoskandiska isdelare inom norra Jämtland och södra Lappland öfverallt är synkron, hvilket kan synas synnerligen tvifvelaktigt, men hvarom fortsatta detaljarbeten ej minst inom issjögeologien sannolikt skola lämna upplysning. Likaså tarfvas ingående undersökningar såväl öfver den eventuella samhörigheten beträffande isdelarens mesoskandiska läge inom olika trakter och tidpunkten för detsamma som äfven öfver orsaken till och förloppet vid uppkomsten af den neoskandiska. Den förskjutning långt västerut uppåt högfjällen, som detta sista isdelarläge innebär, synes i själfva verket i viss mån afspegla en allmän sträfvan hos isdelaren att på sistone återgå till sitt sannolikt ursprungliga, första läge vid de nuvarande glaciationsområdena uppåt hufvudvattendelaren. Detta dock med undantag af den ostjämtska mesoskandiska isdelarens mellersta del, *den centraljämtska isdelaren*, som åtminstone västerut aldrig ersatts af något yngre iscentrum, och beträffande hvilden det bl. a. gäller att söka fastställa oscillationszonen samt sättet för dess slutliga upphörande, eventuellt upplösning. Fortsatta undersökningar skola beträffande den neoskandiska

[1] Se A. GAVELIN och A. G. HÖGBOM: Anf. arbete, öfversiktskartan o. sid. 10.

[2] Se G. FRÖDIN, sist anf. arbete sid. 153 o. f. Detta torde måhända gälla t. ex. inom Ångermanälfvens nordligaste hufvudgren (Vojmån), där issjöbildningarna gifvits en påfallande stor utsträckning mot Ö. (se sist anförda öfversiktskarta).

härutinnan måhända visa, att den i hvarje älfdal slutligen reducerades till en jämförelsevis brant och hög isbarriär, hvarigenom de isdämda vattensystemen bröto sig väg.

Ett i förhållande till issjölandets östra gräns likartadt läge som det nu berörda inom norra Jämtland och södra Lappland synes äfven kunna tilldelas den neoskandiska isdelaren i Härjedalen och nordligaste Dalarna. Ehuru min personliga kännedom om dessa trakter ännu ej hunnit utsträckas till området i sin helhet, torde likväl ett sådant västligare läge, ett halft 10-tal mil närmare riksgränsen än det hittills antagna, redan nu preliminärt kunna uppdragas. En ännu olöst fråga är emellertid, om denna isdelare sammanhängt med den centraljämtska och alltså bör sammanbindas med denna. Att döma af hittills tillgängliga räffelobservationer m. m. måste i så fall detta ske medelst en skarp ost-västlig omböjning S och SO om Storsjön i Jämtland för att sedan fortsätta västerut S om Oviksfjällen och framåt trakten Ö om Härjedalens Storsjö.

Härmed må f. n. vara huru som helst, så återstår dock den ur flera synpunkter viktiga frågan om förhållandet mellan den från dessa trakter utstrålande sydjämtska isströmmen och den nordjämtska, där dessa mötas i södra och mellersta Jämtland. Problemets lösning synes alltså vara att söka dels på Storsjöslätten, dels inom högfjällsområdet mellan Jämtland och Härjedalen, hvarvid issjöundersökningar sannolikt blefve till stor nytta. De resultat, som härutinnan redan kommit till synes, äro tyvärr dock ännu oanvändbara för detta ändamål (se nedan). Så mycket framgår dock av de sedan gammalt kända räffeliakttagelserna m. m. från dessa trakter, att den sydjämtska isströmmen varit den sista såväl inom de högre samt sydligare delarna af berörda fjällområde, som längre österut vid Storsjöns södra hufvudvik, och att således ingen isrörelse hvarken från den centraljämtska eller från den neoskandiska isdelaren i norra Jämtland sedermera framträngt hit. Jag hoppas emellertid att efter ytterligare fältundersökningar få tillfälle att återkomma till hithörande, här helt flyk-

tigt berörda frågor, som af allt att döma äro väl värda att tillvaratagа både ur glacialgeologisk och klimatologisk synpunkt. Grundade förhoppningar finnas äfven att i samband därmed komma till ett slutgiltigt resultat beträffande härkomsten m. m af den mycket omdebatterade öfre moränen kring Storsjön och frågan om en eventuell återuppdämning af vissa issjösystem inom Indalsälfvens dalgång.[1]

Våra sydliga fjälltrakters ansenligaste högfjällskomplex, S om Åredalen och depressionen kring Ånnsjön, har med skäl hittills kunnat räknas till västra Jämtlands geologiskt minst kända trakter. På grund av det topografiska och det geografiska läget i förhållande till kringliggande terräng och till de hitåt konvergerande nordjämtska och sydjämtska isstömmarna, har det länge förefallit sannolikt, att man inom detta område skulle finna lösningen på ett antal annars vanligen mycket svåråtkomliga glacialgeologiska problem. Frånsedt uppspårandet af fortsättningen på de norrut närmare undersökta centraljämtska issjöarna samt den däraf betingade möjligheten att ytterligare utvidga och komplettera hithörande senkvartära isobassystem[2], torde hit exempelvis böra räknas bestämmandet af istäckets lutningar under afsmältningstiden.[3] Den senglaciala dräneringens utpräglad marginala orientering inom dessa trakter borde därjämte möjliggöra ett säkert bedömande af landisens recessionsförhållanden och topografiska gestaltning. Af ett visst intresse bli de i viss terräng stundom förekommande israndsrännorna och strömterrasserna med eller utan dithörande moränvallar. Afstånden dem emellan uppvisa emellanåt en sådan påfallande lagbundenhet, att man har svårt att tillskrifva dem mer tillfälliga stillestånd. Skulle de af denna grund befinnas utgöra årsbildningar invid den tillbaka-

[1] G. Frödin: Hufvuddragen af isafsmältningen inom nordvästra Jämtland. Geol. Fören. Förh. Bd 36 (1914), sid. 150.

[2] G. Frödin, först anfört arbete, sid. 217 o. f.

[3] I en kommande uppsats skall denna fråga närmare beröras.

ryckande isranden, erhåller man därmed en möjlighet dels att bestämma den årliga recessionen, efter nödig omräkning i förhållande till landytans lutning jämförbar med den på jämn terräng funna,[1] samt dessutom att erhålla goda antydningar om den årliga minskningen af istäckets mäktighet. I gynnsammaste och enklaste fall erhålles denna direkt genom vertikalafståndet t. ex. mellan de förmodade årliga erosionszonerna, en af TANNER helt nyligen använd metod i Finland.[1] Man kan dock äfven med kännedom dels om minskningen af istäckets mäktighet mellan tvenne godtyckliga israndslägen, dels om den genomsnittliga årsrecession under motsvarande period erhålla ett approximativt årligt medelvärde, hvilket förfaringssätt af mig försöksvis användts.[1]

Dessa och närstående spörsmål framställa sig opåkalladt till besvarande för den, som griper sig an med glacialgeologien inom dessa och liknande trakter. Det var därför med ett ej ringa intresse, man kunde motse D:r KJELL ERIKSSONS nyligen utkomna arbete om »Inlandsisens avsmältning i sydvästra Jämtland», publiceradt i Sveriges Geologiska Undersöknings årsbok 6 (Ser. C, N:o 251).

Ehuru denna afhandling äfven ur rent stilistisk och formell synpunkt kan anses vittna om en alltför snäft tillmätt tid för dess utarbetande, blir detta dock af ringa betydelse jämfördt med de fackliga bristfälligheterna. Framställningssättet lämnar i fråga om klarhet ofta åtskilligt öfrigt att önska, så att t. o. m. för personer förtrogna med detta slags undersökningar blir redogörelsen stundom svårtolkad eller obegriplig, och detta förminskas ingalunda af de ej sällsynta, uppenbara motsägelserna.[2] Att felaktiga citeringar af föregående

[1] G. FRÖDIN: Glacialgeologiska studier i nordvästra Jämtland, sid. 43. V. TANNER: Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar III. — Bull. de la Com. Geol. de Finland. Helsingfors 1914.

[2] Detta kan exemplifieras af förf:s påstående på sid. 24, där blott en enda erosionsterrass i fast berg påstås ha påträffats, medan läsaren längre fram i texten öfverraskas med att finna ett ej ringa antal (se t. ex. sid. 37, 40, 45 o. s. v.). — Öfverst på sid. 159 anses stadiet H 5, antagligen samtidigt med L 10, men nära slutet på samma sida betecknas denna samtidighet såsom varande påvisad.

författare äfven insmugit sig, är därför ej heller öfverraskande.[1]

Om arbetsmetoder, lokal- och materialbeskrifningar.
(sid. 1—130).

Det mest i ögonen fallande i berörda afhandling är otvifvelaktigt de ända till 7 mil långa och mestadels helt smala israndssjöar, som förf. ansett sig kunna påvisa. Då dessa, såväl som deras konsekvenser beträffande istäckets lutning m. m., stå i uppenbar strid med hittills vunnen geologisk erfarenhet, skulle man vänta, att förf., mer än annars varit nödigt, bemödat sig om att genom ett omsorgsfullt insamlande och beskrifvande af observationsmaterialet förebringa en i möjligaste mån bindande bevisföring för sina originella påståenden. Det publicerade primärmaterialet visar sig emellertid vanligen knapphändigt behandladt, ofta med fullständigt utelämnande af en hel del synnerligen viktiga upplysningar. Därigenom har förf. också undandragit läsaren den möjligheten att till fullo utnyttja de gjorda iakttagelserna för andra tolkningsförsök och kan därför näppeligen begära, att en kritik af afhandlingen skall bli af annat än rent negativ natur. Dessa mina påståenden belysas flerstädes här nedan.

Som af mig förut framhållits fordras nödvändigtvis vid konstruktion af israndslägen ej blott kännedom om i närheten eventuellt befintliga räffelriktningar utan, ifall dessa läggas till grund, äfven bindande bevis för att de verkligen angifva den sista isrörelsen inom trakten.[2] Några iakttagelser

---

[1] På sid. 77 påbördas sålunda HÖGBOM ett uttalande, som han, såvidt jag kan finna, aldrig fällt, och på sid. 174 har en af mig försöksvis gjord tidsbestämning för isrecessionen på sträckan Storlien—Offerdal angifvits gälla Storlien—Hålland.

Dessutom kan anses synnerligen opåkalladt att med frångående af hittills gällande praxis och utan vägande skäl skrifva issjöars namn utan bindestreck men med genitivändelse t. ex. Hållandsissjön i stället för Hålland-issjön o. s. v. (se t. ex. förf:s kartor).

[2] G. FRÖDIN: Glacialgeologiska studier i nordvästra Jämtland. — Sv. Geol. Unders., Ser. C, N:o 253, sid. 65 o. f.

härutinnan omnämnas likväl ej, hvarförutom antalet räffelobservationer i allmänhet, bortsedt från äldre, förut kända lokaler, är skäligen ringa[1] för att rättfärdiga uppdragandet af de nämnda, långa israndslägena med deras buktande, ofta rätt invecklade förlopp. Det synes mig ej råda tvifvel om att systematiska räffelstudier just inom dessa trakter, som sannolikt öfverskridits af ett flertal skilda isrörelser, skulle resultera i direkta hållpunkter bl. a. angående de närmare relationerna mellan den sydjämtska och den nordjämtska isströmmen (se ofvan sid. 546). Bristen på säkra räfflor från den sista isrörelsen kan i detta fall ej heller kompenseras af de glaciofluviala rullstensåsarna, enär dessa härstädes till väsentlig del knappt synas vara att uppfatta som normala subglaciala bildningar utan snarare som laterala och marginala ackumulationer, och som sådana ofta otillförlitliga vittnesbörd om isens exakta rörelseriktning. — Försöket på sid. 11 att betrakta de på Ånnsjöns södra sida befintliga O—V:liga räfflorna som yngre än den af mig som yngsta ansedda isrörelsen från NO är mindre lyckadt och förfaller redan på grund af de i denna riktning löpande rullstensåsarna vid Bränna, (ej markerad på förf:s karta men förut bekant), och Kärråvallen—Bunnerviken. Då fjällen SO och Ö om Kösjön, som förf. äfven själf anser, frilades från is tidigare än Ånndepressionen, finns här tydligen intet utrymme för en eventuell sista isrörelse från Ö.

I beskrifningen af moränbildningarna t. ex. sid. 15 o. 16 ha förbisetts de synnerligen vägande skälen till att jämte det horisontella recessionsafståndet mellan moränvallar, israndsrännor och strömterrasser m. m. äfven meddela det samtidiga vertikala eller åtminstone terrängens ungefärliga lutningsvinkel, hvarförutom alla sådana uppgifter bli skäligen betydelselösa (se ofvan sid. 547).

---

[1] Att detta förhållande ej uteslutande är att tillskrifva jordbetäckningen och andra ogynnsamma betingelser framgår exempelvis på sid. 12, där förf. medgifver sig ej ha sökt efter räfflor i och N. om Ljungans dalgång samt V. om Lundörren.

Vid behandlingen af issjöarnas och isälfvarnas strandbildningar synas likväl de största missgreppen begåtts såväl vid själfva fältundersökningarna som vid hithörande lokalbeskrifningar. Den därvid tillämpade principen att till en gemensam issjöyta sammanföra sådana strandlinjer, som med hänsyn till en viss hypotetisk deformationsgradient visa korresponderande höjdvärden (se vidare nedan sid. 558), måste gifvetvis ställa stora kraf på mätningsmetodens tillförlitlighet, dess mer som det här gäller oftast långt från hvarandra belägna lokaler, som dessutom gärna uppvisa ett stort antal linjenivåer på korta vertikalafstånd från hvarandra (se t. ex. sid. 26, 44, 45, 89, 128). Frånsedt att den tillräckliga noggrannheten hos barometerafvägningarna med skäl må ifrågasättas, såsom förf. själf antyder på sid. 138 o. 172, kan man emellertid begära, att den till höjden kända utgångspunkten för hvarje mätning angifves, i annat fall undandrages resultatet framtida kontroll och justering, så att det under vissa omständigheter kan förlora all betydelse. Äfven om möjlighet saknats att utföra nivelleringar från kartverkets fixpunkter, har det likväl mångenstädes varit en lätt sak och en oafvislig nödvändighet vid en konnekteringsmetod som den ofvannämnda, att nivellera intervallen mellan de olika linjenivåerna. Frånsedt Ottsjöns stränder och Grönklumpen har förf. likväl blott någon gång frångått barometermetoden och användt sig af nivellering för detta ändamål (förf. sid. 5, 6).

Vid mera noggranna undersökingar af föreliggande art ligger ej ringa vikt uppå att åsätta de många olikartade strandlinjetyperna det rätta relativa värdet såsom mätare på issjöytorna, en af mig förut uttalad uppfattning[1], till hvilken förf. äfven ansluter sig med en i öfrigt säregen motivering (sid. 23). Icke desto mindre beskrifvas strandmärkena i en massa fall endast som »terrasser» utan vidare typologisk karakterisering, hvarjämte i regeln uppgift saknas om höjdskillnaden mellan

[1] G. FRÖDIN, först anfört arbete, sid. 23 o. f.

ackumulationsterrassernas ytter- och innerkant. Ofta lämnas ej ens upplysning om hvilken del af sådana terrassplan den erhållna höjdsiffran åsyftar (t. ex. sid. 109, 113, 114, 123). Med kännedom om sistnämnda strandbildningars ytterst varierande förhållande till vattenytan kunna sådana metoder ej tillnärmelsevis anses fylla berättigade anspråk.

Jämte förut kända strandlinjetyper urskiljer förf. ännu en sådan nämligen mjälaterrassen (sid. 23) utan att likväl bifoga en välbehöflig karaktäristik, beskrifning på dess morfologi och uppgift om planets höjdläge jämfördt med de normala moränterrasserna. Därför blir också värdet af samtliga hithörande observationslokaler rätt tvifvelaktigt. Förf. synes dessutom vilja betrakta mjäla som ett dåligt material för utarbetandet af strandlinjer. Snarast synes mig detta i stället böra försiggå synnerligen snabbt i jämförelse med annat material under i öfrigt samma betingelser. Förhållandet är emellertid, att issjömjäla af större mäktighet finnes kvarliggande blott i föga sluttande terräng framför allt i själfva dalbottnarna, alltså på lokaler i allmänhet ogynnsamma för terrassbildningen. Att sedermera jordflytning inträffat bidrager i sin mån till deras nuvarande dåliga beskaffenhet, hvilket också förf. själf framhåller. — Det kan för öfrigt med skäl ifrågasättas, om en del af de anförda erosionsterrasserna i mjäla m. m. verkligen äro äkta strandbildningar och ej snarare stå på gränsen till sedimentterrasser, alltså afsatta på större eller mindre djup under sjöytan,[1] dess mer som de väsentligen äro belägna inom den af mäktiga sediment utfyllda terrängen S och Ö om Annsjön. Så omnämnas exempelvis på sid. 108 »breda terrasser i mjälan» mellan Ottsjön och Vallbo, medan de strax nedanför dock beskrifvas såsom utbyggda i form af deltan upp till issjöns yta samt några dessutom delvis uteroderade af Vålån. Trots denna heterogena karaktär användas de likväl utan någon reservation i sammanställningen af issjöarna. — Från Våläns södra sida uppgifves (sid. 96) på 600 m. ö. h.

[1] G. Frödin, förut anfördt arbete, sid. 31 o. f.

en minst 2 km. lång deltaterrass, som egendomligt nog ej visar minsta lutning på denna ansenliga sträcka, ett fenomen, som i någon mån kanske förklaras af de rikligt ingående issjösedimenten (sid 96 o. f.) och möjligheten af sedimentation på något djupare vatten.

De inom undersökningsområdet så talrika spåren af marginal och lateral dränering i form af israndsrännor, strömterrasser m. fl. bildningar, som uti förut publicerade issjömonografier blott i ringa mån varit representerade, borde ha uppkallat till en välbehöflig utredning af deras morfologi, bildningsbetingelser m. m., men undantagandes några specialfall behandlas de i stället synnerligen knapphändigt. Vanligen meddelas blott en enda höjdsiffra för hvarje sådan bildning utan närmare angifvande af den afvägda punktens läge, en metod dess mer oegentlig som terrasserna dels och framför allt äga en ofta betydande lutning åt det distala hållet, dels bl. a. ock inom hvarje tvärsektion vanligen uppvisa höjdvariationer. Att därför med stöd af en enda afvägd punkt, för öfrigt godtyckligt vald, inordna dessa och andra vanligen långt från hvarandra belägna bildningar i vidsträckta isälfs- och issjösystem är fullkomligt meningslöst (se t. ex. Grönklumpen samt sid. 146, jämför nedan sid. 566).[1]

[1] Den under de senare åren diskuterade frågan, huruvida issjöarnas ofta storartade afloppsraviner väsentligen utskulpterats af subglaciala, laterala, i vissa fall marginala älfvar, eller i motsats härtill af issjöarnas eget afloppsvatten, skulle säkerligen i ett område, så rikt på olikartad älferosion som det förhandenvarande, kunnat vinna en värdefull belysning, en sak som likväl ej alls beaktats. — I en någorlunda fullständig beskrifning af hithörande bildningar borde väl äfven i regeln omnämnas anstående bergarter, deras stupning, eventuella förklyftning och bankning m. fl. faktorer af vikt för bedömandet af den befintliga erosionen. Samma anmärkning gäller naturligen äfven de rätt många anförda terrasserna i fast berg (se ofvan, sid. 548), hvartill, om ock med någon tvekan, räknas bergafsatsen på Grapan (sid. 90). Utan att likväl något tillnärmelsevis vägande skäl för detta antagande förebringas, tages den likväl till utgångspunkt för ett längre resonemang. Bergafsatser af detta slag och af alla dimensioner äro emellertid särdeles vanliga inom vissa af våra fjälltrakter, där de ytterst betingas af bergarternas bankning och stupning in under fjällkomplexens centra. Förf:s uppgift om afsatsens lutning dels åt V, dels inåt, är också i full öfver-

Dalarna vid Ottsjö och sedimentprofilen vid Vålådalen.

Innan jag öfvergår till en närmare granskning af afhandlingens sista del, israndslägena och issjöarna, torde först några ord böra sägas om de på sid. 97—107 och 116—121 beskrifna lokalerna vid Vålådalen och Ottsjö.

Att de karterade, inkonsekvent förlöpande erosionsdalarna vid Ottsjö tillhöra issjötiden och utskulpterats af vid isranden framrinnande älfvar, kommande från den i Sätterådalen norrut befintliga issjön, synes ej kunna betviflas. Förf. nöjer sig emellertid med höjduppgifter på deras början eller »öfre kant», medan däremot blott i ett par fall tydligt angifves motsvarande värde för passpunkten mot Sätterådalen, hvilket naturligen varit af vida större intresse för konnektering med därvarande linjenivåer. Någon förklaring till dalarnas påfallande omböjning mot SO och Ö meddelas ej, ehuru den normala riktningen kunde väntas i rakt motsatt led, d. v. s. åt det distala hållet. Då detta säregna förhållande ej fullt torde kunna förklaras af isens rörelseriktning eller en genom kalfning framkallad konkav isrand i Ottsjöns dalgång, kan det möjligen antyda, att vattnet blott under korta sträckor följde isranden, innan det slog in på submarginala banor eller aflänkades längs sprickor uti isbrämet. — Den eventuella årsrecession, som afstånden mellan dessa dalar skulle afspegla, uppgifves från 200—600 *m* (sid. 120), hvaraf minimivärdet enl. kartskissen dock afsevärdt måste sänkas. Så uppgår afståndet mellan dalmynningarna V och VI till c:a 80 *m* och utgör mellan de båda inloppen till VI blott c:a 60 *m*. Öfverhufvud förefalla de från dalarna i Ö erhållna värdena, 60—200 *m*, rätt väl öfverensstämmande med dem

---

ensstämmelse med hvad som härutinnan kan väntas vid Grapan. Då dessutom »tecken på strömerosion äro vanliga på alla nivåer å Anarisfjällens ostsida» (sid. 90), kan en sådan, förut befintlig bergafsats lätt ha påtryckts en ytlig fluviatil prägel, medan dess egentliga uppkomst kan vara att tillskrifva exempelvis glacialerosionens arbete på bergartsbankar af olika motståndskraft.

vid Hålland 85—150 *m* (se dock ofvan, sid. 550).[1] Den för öfrigt något dunkla diskussionen angående orsakerna till en förmodad långsammare recession vid Hålland än vid Ottsjö (sid. 121) förfaller redan af den grund, att man på båda ställena användt sig af israndsbildningar, tydligen af olika ålder, hvarför den under recessionsperioden vid Ottsjö samtidiga mäktigheten hos istäcket vid Hålland blir af ingen betydelse för frågan. Det här godtyckligt gjorda antagandet om en obetydlig lutning hos istäcket under detta sena skede öfverensstämmer ej väl, hvarken med hvad som redan nu kan anses påvisbart[2] eller med tankegången i öfrigt i afhandlingen, där förf., utgående från ett horisontellt istäcke vid de äldsta israndslägena successivt låter detta erhålla allt starkare lutning (se nedan sid. 560 o. 563).

Mot de kring Ottsjön sålunda funna, eventuella värdena för årsrecessionen kontrasterar skarpt den af förf. förmodade recessionshastigheten på den strax S och SV liggande sträckan mellan Vålådalen och trakten af Vallbo, motsvarande en tid af ej mindre än 600 år eller i rundt tal blott c:a 9—10 *m* per år, hvilket i och för sig bort mana till betänksamhet beträffande riktigheten af beräkningarna. Ett granskande af den på sid. 103—107 publicerade tabellen visar också snart, att den föreslagna kronologien med dess till mäktighet och sammansättning oerhördt varierande »årslager» måste vara alldeles ohållbar. Ej nog med att de föreslagna höstskikten, äfven inom profilens öfre, grofkornigare del, mycket ofta skulle vara betydligt mäktigare än motsvarande vårskikt, före år 489 träda dessa i vissa fall fullständigt tillbaka, hvarvid uppkomna »årslager» enbart uppbyggda af höstsediment, men icke desto midre af betydligt större mäktighet än de angränsande. Inom samma del af profilen uppträda dessutom en hel del udda mjälalager, som förf. ej lyckats inrangera på ett rimligt sätt (t. ex. »årslagren» 274, 326, 337, 363 o. s. v.).

---

[1] G. Frödin, först anfört arbete, sid. 114.

[2] Se en följande uppsats i denna tidskrift.

Förf. påstår sig förgäfves ha spanat efter någon genomgående periodicitet i de tjockare lerlagrens uppträdande (sid. 100). En mycket framträdande sådan finnes likväl och kan osökt läggas till grund för följande tolkning:

Årshvarfvets nummer (enl. min beräkn.)	Vårsedimentets undre och öfre gräns i *m* under markytan.	Höstsedimentets undre och öfre gräns i *m* under markytan.	Vårsedimentets mäktighet i *m*.	Höstsedimentets mäktighet i *m*.	Hela årshvarfvets mäktighet i *m*.	Motsvarande »årslager» hos förf.	Motsvarande antal »årslager» hos förf.
18	9.441—9.392	9.392—9.372	0.049	0.020	0.069	478—489	12
17	9.528—9.461	9.461—9.441	0.067	0.020	0.087	461—477	17
16	9.598—9.558	9.558—9.528	0.040	0.030	0.070	460	1
15	9.639—9.628	9.628—9.598	0.011	0.030	0.041	457—459	3
14	9.974—9.669	9.669—9.639	0.305	0.030	0.335	455—456	2
13	10.044—10.014	10 014—9.974	0.030	0.040	0.070	447—454	8
12	10.128—10.074	10.074—10.044	0.054	0.030	0.084	437—446	10
11	10.176—10.158	10 158—10.128	0.018	0.030	0.048	432—436	5
10	10.240—10.236	10.236—10.176	0.004	0.060	0.064	430—431	2
9	10.345—10.300	10.300—10.240	0.045	0.060	0.105	425—429	5
8	10.439—10.415	10.415—10.345	0.024	0.070	0.094	416—424	9
7	10.530 - 10.479	10.479—10.439	0.051	0.040	0.091	394—415	22
6	10.864—10.680	10.680—10.530	0.184	0.150	0.334	391—393	3
5	10.986—10.924	10.924—10.864	0.062	0.060	0.122	364—390	27
4	11.108—11.046	11.046—10.986	0.062	0.060	0.122	338—363	26
3	11.205—11.168	11.168—11.108	0.037	0.060	0.097	327—337	11
2	11.406—11 255	11.255—11.205	0.151	0.050	0.201	275—326	52
1	13.356—11.446	11.446—11.406	1.910	0.040	1.950	1—274	274

Härunder glaciofluvialt grus till obekant djup.

Genom denna gruppering erhållas 18, tydligt dominerande höstskikt af lera, i stort sedt successivt aftagande i mäktighet uppåt. Från och med hvarf 8 synes isranden emellertid redan hunnit draga sig så långt Ö om Vålådalen, att det längre uppslammade höstsedimentet sedermera i regeln blir mäktigare än vårsedimentet. Som naturligt är, uppvisar detta däremot de starkaste variationerna i mäktighet. Den inom hvarje vårskikt förekommande växellagringen af gröfre och finare material (se sid. 106 o. 107), af förf. uppfattad som

självständiga årsafsättningar, kan enkelt förklaras genom variationer i smältvattens- och nederbördsmängden o. d. under vår- och sommarperioden. Vårskikten uppvisa ofta icke desto mindre successivt finkornigare sediment uppåt (se t. ex. hvarfven 1, 2, 4, 5, 13, 17), hvarvid öfvergången till höstskikten förmedlas af en växellagrad serie finskiktad mjäla och lera.

Hvarfven 6 och 14 uppmärksammas lätt genom sin abnorma mäktighet, men enär följande hvarf omedelbart återgå till den förut befintliga, ungefärliga mäktigheten, torde orsaken sannolikt mindre vara att söka i en sänkning af issjöns nivå än fastmer uti en dit dirigerad tappningsprocess från en annan sjö. Af de inom denna trakt befintliga isdämda vattnen torde endast de öfver 622 *m* ö.h. orsakat sedimenteringen af dessa 18 årshvarf, medan närmast lägre stadium på 605—600 *m* ö. h. vid Vålådalen, däremot sannolikt ägde alltför grundt vatten härför. Hittills äro kända blott tvenne tappningskatastrofer ned till 640[1]—622 *m*-nivåerna vid Vålån, nämligen Ott-issjöns (se nedan sid. 571), samt den i flera repriser sänkta Sätterå-issjön (se nedan sid. 569), hvilka båda sannolikttorde varit kraftigare än öfriga eventuellt försiggångna. Möjligen afspeglas just dessa två tappningsprocesser i lagerserien.

Ofvan hvarfvet 18 följer oförmedladt en närmare 9,5 *m* mäktig serie af nästan hufvudsakligen mjäla med vanligen likformig, ehuru tunn skiktning, men med nära nog fullständig frånvaro af lersediment. Denna aflagring synes antyda, att issjöytan plötsligt sänkts rätt afsevärdt efter år 18 och då förmodligen ned till 605 à 600 *m*-nivåerna. I motsats till förf. (sid. 99) håller jag för sannolikt, att denna öfre, grofkornigare och mäktigare del af profilen hufvudsakligen är att betrakta som en jämförelsevis hastig sedimentation från de närbelägna landälfvarna och bäckarna. En indelning i årshvarf synes näppeligen möjlig med det nu tillgängliga materialet, måhända betecknar likväl den 4—5 *m* mäktiga,

[1] Att 640 m-nivån ej kan vara identisk med Täfla-issjön framhålles af mig nedan på sid. 565.

öfversta sand- och grusmanteln den sista sänkningen af issjöytan från 605 till 600 *m* ö. h.

I stället för förf:s 600 år skulle denna profil alltså representera en sammanlagd tidrymd af blott några få tiotal år, hvaraf de första 18 sammanföllo med israndens recession från Vålådalen och åtminstone fram till trakten af Vallbo,[1] alltså en 5—6 *km* lång sträcka, som skulle tillryggalagts med en hastighet af c:a 300 *m* per år. Värdet är likväl att betrakta som mycket approximativt, dels emedan israndens exakta slutlägen i Ö ej äro närmare kända, dels emedan redogörelsen för kontakten mellan årshvarfvet 18 och den ofvanliggande mjälan ej utesluter en diskordans och borterodering af eventuellt förut befintliga, yngre årshvarf. — I hvarje fall är tydligt, att en recessionshastighet af c:a 9—10 *m* per år är fullständigt ohållbar och således äfven den härpå fotade spekulationen på sid. 174.

Om konstruktionen af issjöar och israndslägen (sid. 133—175).

Den metod förf. sökt i stor utsträckning betjäna sig af, nämligen att efter vidtagen korrektion för den efter strandlinjernas bildning inträffade olikformigheten i nivåförändringarna sammanföra strandmärken med korresponderande höjdvärden till en gemensam vattenyta, förutsätter tydligtvis en ingående kännedom om storleken och riktningen af denna deformationsgradient, dess mer som dessa vattendrag gifvits betydande utsträckning. Från trakterna närmast i norr har förut påvisats, hur denna gradient successivt minskas med issjöarnas ålder, naturligen beroende på epeirogenetiska rörelser redan under isens recession från västra Jämtland.[2] Förf:s arbete omfattar emellertid ett betydligt längre tidsskede än det nyss åsyftade mellan Storlien och Offerdal, hvilket ytterligare bort pointera nödvändigheten af att äfven beträffande

[1] Se en följande uppsats i denna tidskrift.
[2] G. Frödin, först anfördt arbete, sid. 217 o. f.

nu afsedda trakter beakta nyssnämnda förhållande. Ehuru vissa möjligheter ej alldeles saknats att någorlunda exakt fastställa dessa lutningar för olika linjenivåer, exempelvis genom precisionsnivellering af ändpunkterna till ett antal längre och skarpt markerade moränterrasser (se t. ex. dem på Vargtjärnsstöten, Dunsjöfjället och Husvalen, sid. 128 o. 129), har något sådant försök ej företagits, utan framlägges i stället ett hypotetiskt universalsystem af tydligtvis ej synkrona isobaser, tillhörande ett antal till tid och rum vidt skilda vattennivåer (se kartan o. sid. 172).

Hithörande lutningar, hvaraf en del anföras på sid. 172 o. f., äro dessutom fullständigt värdelösa redan af det skäl, att de åsyftade issjöytorna ej kunnat äga den utsträckning och det höjdläge, som på synnerligen lösa grunder antagits (se nedan sid. 561 o. f.). Det hela har också resulterat i gradientvärden, som österut äro något större än den sent existerande Kall-issjöns, men i väster sjunka ända ned till dessa, hvilket i och för sig bort mana till eftertanke.[1]

Enligt min åsikt hade det varit betydligt lyckligare, om deformationskurvorna i stället sökt hänföras till en enda issjöyta, och alltså en fix tidpunkt, äfven om de därför måst inskränkas till ett jämförelsevis begränsadt område. Osökt erbjuder sig därvid att komplettera Storli issjöns redan förut i V och NV kända isobassystem, enär förf. glädjande nog synes ha lyckats följa denna nivå ytterligare ett godt stycke åt SO (sid. 161). På grund häraf kan dess 20 *m*-isobas uppdragas öfver Bunnerviken, medan 30 *m*-kurvans

[1] Uppgiften (sid. 172) att förf. på sin öfversiktskarta gifvit isobaserna ett något västligare förlopp, än hvad jag erhållit inom trakten strax i N, synes ej bekräftas vid en jämförande granskning, hvarvid framgår, att förf:s 0-isobas i stället äger ett något sydligare förlopp än samtliga mina kringliggande, medan hans 10 *m*-isobas är parallell med Dufed-issjöns för 30 *m*. Förf:s 20 *m*-isobas har däremot blott godtyckligt gifvits en västligare riktning, enär hans iakttagelser från dessa östliga trakter öfver hufvud ej medgifva uppdragandet af några isobaser. — Undersökningsområdet faller för öfrigt väsentligen mellan Kall-issjöns 30- och 50 *m*-isobaser, ej som på sid. 173 uppgifves, mellan dess 20- och 40 *m*-kurvor.

läge strax NV om Nulltjärnarna rätt väl låter sig extrapoleras med tillhjälp af den något höga terrassen vid Skårsdalen, som ej kan tillhöra Täfla-issjöns sänkningsstadium (se nedan sid. 565), samt ett samtidigt beaktande af de synbarligen delvis rätt plausibla höjdvärdena för Storli-issjöns första sänkningsstadium (sid. 161 o. 162). De så erhållna gradienterna visa mot SO successivt aftagande värden, samtidigt som dessa bli något större än Dufed-issjöns inom motsvarande zoner, alltså i full öfverensstämmelse med förhållandet inom de af mig funna isobassystemen,[1] och hade lämpligen kunnat läggas till norm åtminstone för de närmast äldre och yngre linjenivåerna i dessa trakter, hvarjämte längre österut isobaserna för Dufed- och Kall-issjön kunnat angifva de sannolika minimivärden, man här har att räkna med.

För ernående af bättre öfversikt af förf:s framställning skulle isafsmältningen inom området exempelvis kunna sammanfattas i följande tre skeden, successivt öfvergående i hvarandra.

Första afsmältningsskedet (sid. 136—139) omfattar de långsträckta israndssjöarna I—XI och karakteriseras af ett i det stora hela horisontellt istäcke, småningom sjunkande från c:a 1 000 till c:a 900 *m* ö. h.

Det mest betänkliga i den gifna sammanställningen är otvifvelaktigt de ofta återkommande, flera mil långa men helt smala israndssjöarna, hvarpå de mest pregnanta exemplen torde möta inom förra delen af nu behandlade skede. Så uppkonstrueras på sid. 136 med tillhjälp af en enda strandlinje, vid Dunsjöfjället, en minst 4 mil lång, horisontell »israndssjö», och utan angifvande af skäl förkastas kategoriskt möjligheten af dess lokala natur. — Den minst 7 mil långa »randsjön» II anses motiverad med två händelsevis korresponderande strandmärken jämte en strömerosionszon vid »afloppet», ehuru samtliga dessa observationspunkter ligga minst 4—5 mil

[1] G. Frödin, först anfördt arbete, sid. 217 o. f.

från hvarandra. — Hvarför de båda midt emot och intill hvarandra befintliga strandmärkena tillhörande »israndssjön» III ej kunna tillhöra ett lokalt uppdämningsvatten mellan dessa båda fjäll meddelas ej, och liknande anmärkningar framställa sig osökt »randsjö» efter »randsjö».

Äfven frånsedt den sannolikt alltför obetydliga, senkvartära deformation, som dessa konnekteringar i många fall förutsätta (se ofvan sid. 559), skulle sådana långsträckta, horisontella randsjöar kräfva frånvaro af allmän lutning hos istäcket, en obestyrkt och fullständigt ohållbar hypotes, som likväl om ock med någon tvekan accepteras för hela detta afsmältningsskede.[1] Först från och med tiden för »randsjön» XII synes nämligen befintligheten af israndsälfvar tagas med i beräkningen (sid. 140)[2]. Vore för öfrigt antagandet om ett i hufvudsak horisontellt istäcke riktigt, så omöjliggjordes också dettas rörelseförmåga åtminstone mot V, d. v. s. upp mot landytans allmänna lutning. De iakttagna räfflorna skulle alltså ej gälla detta tidsskede, och därmed blefve konstruktionen af hithörande israndslägen[3] också än mer godtycklig. — Det synes mig emellertid tydligt, att längre randsjöar af denna obetydliga bredd ej kunnat vara horisontella utan nödvändigtvis måste ha antagit karaktär af israndsälfvar redan på grund af den starka strömning, som uppkommit genom den rikliga tillförseln af smältvatten. Dess bättre medgifver dessutom det tillgängliga observationsmaterialet möjligheter att fastställa en afgjord lutning äfven hos istäcket redan under detta tidigaste skede.

---

[1] På sid. 133 anföres icke desto mindre beträffande detta tidsskede: »Jag har icke kunnat påvisa ens någon lutning hos istäcket, oaktadt en sådan troligen fanns och därtill icke var så ringa (se äfven nedanstående anmärkning).

[2] Man skulle därför kunna vara frestad tillerkänna förf. betraktelsesättet om en under afsmältningens fortskridande stegrad lutning hos istäcket, men hur vacklande hans uppfattning sannolikt varit i denna fråga framgår exempelvis af följande mening sid. 146: »Huru mycket mera skulle icke då de högre israndssjöarna (d. v. s. öfver 830 *m* ö. h.) närma sig israndsälfvar.»

[3] På öfversiktskartan är emellertid blott ett enda markeradt.

Hit är sålunda att räkna det af förf. själf påpekade förhållandet, att lokala randsjöar af betydligt afvikande höjd, nående c:a 1 000—1 100 *m* ö. h. samtidigt existerat på ömse sidor Kruptjen på Anarisets nordöstra utsprång (sid. 88 o. 135). Den tyvärr knapphändiga beskrifningen lämnar inga säkra upplysningar om renspolningarnas nedre gräns, eventuellt där befintliga deltaterrasser o. d., hvarför den exakta lutningen f. n. ej låter sig bestämmes De meddelade uppgifterna kunna emellertid antyda en mycket stark sådan af ej mindre än c:a 60 *m* på ett afstånd af blott några få *km*.

Längre västerut vid Grönklumpen ha på 904 *m* ö. h. anträffats märken efter en israndsälf på toppen af det centrala moränpartiet (sid. 53 o. 139), och så vidt jag nu själf kan erinra mig, nå de på sid. 15 anförda, distalt lutande och af rinnande vatten delvis bearbetade sidomoränerna på Strontjen betydligt öfver 900 *m*-nivån.[1] Ej heller bör alldeles förbises, att från Kyrkstensfjället (sid. 34) omnämnes en starkt renspolad passöfvergång på 904 *m* ö. h., samt på norra sluttningen af Rekdalshöjden iakttagits märken efter laterala älfvar upp till 900 *m* ö. h., hvarförutom »uppe på Rekdalshöjden», hvarmed sannolikt afses ännu högre nivåer, dylika fenomen uppmärksammats (sid. 34). — Slutligen kunna beträffande undersökningsområdets nordvästligaste del ofvan Ånnsjön betydande lutningar konstateras just tillhörande detta första afsmältningsskede.[2]

Med dessa fakta för ögonen samt i betraktande af att närmast yngre afsmältningsskede, ungefär mellan nivåerna 900 och 630 *m* ö. h., har att uppvisa ett stort antal af förf. omnämnda marginala strömerosionszoner m. fl. otvetydiga vitt-

---

[1] Dessa sidomoräner framträda, ehuru svagt på förf:s fig. 11.

[2] Se en följande uppsats i denna tidskrift. — Tillvaron af dessa betydande lutningar vid Handöldalens mynning synes att döma af sid. 157 ej varit förf. obekant, men att såsom där göres anse dem »mycket öfverensstämmande med den uppfattning om isens rörelse och afsmältning i allmänhet», som i öfrigt urgerats, framför allt de långa randsjöarna, är väl ändock något djärft.

nesbörd om en utpräglad lutning hos istäcket, torde hypotesen om de långa och smala randsjöarna vara afförd. Som ett kuriosum må dock anmärkas, att under förra delen af detta afsmältningsskede antagits en kraftig frampressning af den sydjämtska isströmmen upp mot fjällkomplexets sydöstra sida, så att exempelvis kartans israndsläge I dragits upp till c:a 1 200 *m* nära Lundörrens sydända för att därifrån åt SV och NO småningom sjunka ned till c:a 960 *m* ö. h., ett fenomen, som dock påstås ha upphört rätt snart, nämligen fr. o. m. randsjön VI. Anledningen till denna från förf:s öfriga åskådning afvikande konstruktion är ej lätt att utröna, och några på iakttagelser grundade skäl för densamma ha ej heller förebragts.[1]

Andra afsmältningsskedet (sid. 139—161) afser de mellan randsjön XII och Storli-issjön omtalade vattensystemen kring det stora högfjällsmassivet, motsvarande israndslägen mellan c:a 900 och 630 *m* ö. h. Trots att en stundom synnerligen stark lutning hos istäcket flerstädes framhålles, florera alltjämt de långsträckta smala israndssjöarna, som dock i hufvudsak anses försvinna mot skedets slut.

Det torde vara onödigt att här ingå på en detaljerad granskning af innehållet på sid. 139—155. Jag inskränker mig därför till några generella synpunkter här nedan, hvaremot de förut i litteraturen utförligare behandlade Handöl-issjön och Täfla-issjön torde påkalla någon större uppmärksamhet.

Att *Handöl-issjöns* hufvudnivå på c:a 870 *m* ö. h. aldrig sträckt sig Ö om den lika benämnda dalmynningen, därom råder tydligen intet som helst tvifvel[2]. Dess aftappningsstadier på c:a 756, 727, 719, 715, 701 och 683 *m* ö. h., betecknade H 1—H 6, har förf. emellertid gifvit en större eller mindre utsträckning åt O och SO i form af randsjöar. Från-

[1] Med det framförda åskådningssättet borde för öfrigt vid tiden för det på kartan markerade israndsläget I, d. v. s. då det horisontella istäcket nådde en höjd af c:a 960—970 *m* ö. h., äfven Västerfjället, Oviksfjällen och Hottöfjället bildat nunataker.

[2] Se en följande uppsats i denna tidskrift.

sedt att nivådifferensen mellan de konnekterade strandlinjerna ofta visar sig rätt obetydlig jämförd exempelvis med gradienten för en så sen issjö som Storliissjöns (se ofvan sid. 559), framlägges intet som helst bevis för samhörigheten mellan dessa vidt aflägsna strandmärken.[1]

Som i en följande uppsats kommer att påvisas, förefanns redan på ett mycket tidigt afsmältningsstadium en stark marginalgradient S. om Ånnsjön, hvarjämte betingelserna därför i fullaste mått bör ha varit för handen äfven senare, enär en isytas lutning i allmänhet torde tilltaga fram emot brämet. Föga sannolikhet finnes därför, att isranden just under detta skede ej ägde fallande höjdvärden mot väster, utan bör den legat frampressad mot fjällkomplexets utskjutande partier, där lämnande rum för de laterala älfvar, som afbördade vattnet från serier af proximalt, allt högre belägna, smärre randsjöar, hvars strandmärken nu mindre lyckligt kombinerats. Så vittna exempelvis de från Grötmjölshögen och Rödbergen (sid. 28) omtalade laterala erosionsdalarna med passpunter på 786, 780, 720, 670 *m* ö. h. liksom ock i sin mån forslandskapet vid Kyrkstensfjällen (sid. 35) just om att härvarande bergutsprång en lång tid framåt varit pasströsklar för sådana isdämda vatten.[2] Endast detta bevisar, att isranden alltjämt låg an mot fjällsidan, och att alltså en israndssjö som t. ex. H 5 är fullständigt illusorisk. Ett vida större antal sådana strömerosionszoner skulle dessutom säkerligen anträffas kring denna höjdzon, om trakten i detalj uppginges.

Lika ohållbar är konstruktionen af *Täfla-issjöns* utbredning, och samma anmärkningar kunna framställas däremot. Något bevis för att denna issjö eller dess aftappningsstadium

---

[1] Utan mellanliggande observationspunkter sammanföres t. ex. ett sådant på 727 *m* ö. h. i Handöldalen med ett annat på 736 *m* ö. h., beläget mer än 3 mil därifrån vid Smällhögarna (H 2).

[2] Se en följande uppsats i denna tidskrift. — I detta sammanhang bör anmärkas, att erosionsdalen med passpunkt på 720 *m* ö. h. just råkar ligga ungefär på den nivå, som förf:s supponerade israndsjö H 4 enl. isobaserna borde intagit vid Rödbergen.

sträckt sig längre österut än till Snasahögens nordsluttning har ej förebragts och torde näppeligen ej heller komma att erhållas med hänsyn till det orimliga förlopp, som det mot Visjövalen anstående israndsläget i så fall måste antagas ha ägt mot OSO. Nordöstra sidan af Täljstensberget vid Handöl har sannolikt utgjort den pasströskel, till hvilken den lokala issjöterrassen vid Bunnerviken (sid. 161) kan hänföras, medan exempelvis undre delen af issjösedimenten vid Vålådalen åtminstone delvis synas vara afsatta i en något senare issjö med aflopp åt V mellan isranden och Kyrkstensfjällens nordkant (se ofvan sid. 557 o. förf:s sid. 98 o. 101).[1]

Följande generella anmärkningar jämte de förut anförda skulle bl. a. kunna anföras gent emot teorien angående de långsträckta, smala israndssjöarna, särskilt beträffande de på sid. 140—160 anförda:

Trots att de vidsträckta israndssjöarna flerstädes angifvas äga karaktär af israndsälfvar (t. ex. sid. 140, 146, 147), är den därvid antagna strandlinjedeformationen likväl i allmänhet ej större än den för de normala issjöarna, hvilket är dess mer anmärkningsvärdt, som gradienten för dessa redan i och för sig vanligen förefaller orimligt låg (se bl. a. sid.

[1] I förbigående torde äfven följande något beröras. — Påståendet att Anariset och det därifrån proximalt belägna och betydligt lägre Hottöfjället skulle framsmällt samtidigt och i liknande mån (sid 154) är en uppenbar orimlighet dess mer anmärkningsvärd, som förf. själf flerstädes framhåller aktiviteten och betydelsen af den från NO kommande isströmmen, hvars rörelse i och för sig fordrar en åt samma håll riktad lutning hos istäcket. — Af samma beskaffenhet är det strax nedanför och på sid. 169 framförda påståendet om tidpunkten för uppkomsten af Tarm-issjöns högsta nivå, som enl. sid. 164 synes nått c:a 700—710 *m* ö. h. Vid den tiden då »Rekdalen upp till minst 720 *m* ö. h. var fylld af is», och Ottfjällets västra del isfritt ned till denna nivå (sid. 154), måste nämligen motsvarande höjdsiffra för bäckenet vid Offsjöarna varit vida större, och alltså en issjö härstädes på 700—710 *ms* höjd av långt senare datum. Angående osannolikheten af en isfyllnad i Rekdalen vid denna tid må emellertid hänvisas till en följande uppsats. — Tar man i betraktande motlutningens betydelse för isrecessionens hastighet, (G. Frödin: Glacialgeologiska studier i nordvästra Jämtland, sid. 43), samt att konstantare dräneringsvägar mer sällan bruka kunna utbildas vid brantare bergssluttningar utan framspringande, flackare bergtrösklar, behöfver man med förf. ej falla i förvåning öfver afsmältningsförhållandena vid Handöldalens mynning (sid. 160).

150 samt ofvan sid. 564). Äfven med bortseende från detta, blir konnekteringsmetoden för strandlinjer och erosionsfenomen fullständigt illusorisk redan på grund af otillfredsställande mätningsmetoder (se ofvan sid. 551) och mängden af ofta tätt ofvan hvarandra belägna strandbildningar.[1] Tydligen kan härvid utan nämnvärd svårighet nära nog hvilka sammanställningar som helst åstadkommas, hvilket äfven belyses af meddelandet på sid. 172, hvaraf synes framgå, att jämte det nu föreliggande förslaget till konnektering åtminstone ännu ett sådant uppgjorts, men detta utan hänsyn till någon senkvartär nivådeformation. Gifvetvis bli alla sådana sammanställningar dess lättare, om man utan vidare såsom lokala eller bildade af mellanstadier förklarar sådana erosionsfenomen, som på grund af höjdförhållandena ej lämpligen låta sig inrangeras i systemet.

En på verkligt beviskraftiga grunder fotad kombination af strandmärkena inom dithörande trakter synes mig näppeligen kunna åstadkommas utan vida mer detaljerade och målmedvetna fältundersökningar, än de hittills utförda. Man blir bl. a. tvungen att steg för steg följa linjenivåerna på alla kritiska punkter, framför allt vid samtliga sådana bergutsprång, som möjligen kunna misstänkas varit nog långt framskjutande för att intill isranden åstadkomma uppdämmande trösklar. Där en sådan strömerosionszon eller afloppsdal iakttagits, gäller det tydligen att ej blott bestämma dess passpunkt utan äfven att genom detaljundersökningar vid dess nedre del fastställa den därvarande samtidiga vattenytan, vid hvilken den förr eller senare bör ha utmynnat. Just häri ligger en af de största bristerna i berörda afhandling, och därmed har försutits ett ej ofta återkommande tillfälle att komma åtskilliga olösta glacialgeologiska frågor in på lifvet. Arbetsfältet är visserligen mödosamt, men hvarje annan enklare metod synes f. n. omöjlig. Att mestadels blott gissningsvis

[1] Den på bergsidornas högre delar ofta iakttagna förekomsten af erosionsbälten belägna på korta vertikalafstånd ofvan hvarandra (se t. ex. sid 26, 44, 45, 89, 128) är framför allt utmärkande för nunatakstadier och isälfsstadier.

angifva strandmärken och israndssjöar såsom samtidigt utbildade och existerande längs ett visst antaget israndsläge, för naturligen ej forskningen framåt, och alla härpå fotade, mer eller mindre långa betraktelser äro också alldeles värdelösa.[1]

Tredje afsmältningsskedet (sid. 161—171) uppvisar blott underordnadt långsträckta randsjöar men berör på det närmaste en hel del förut i litteraturen behandlade centraljämtska issjöar, hvarför denna del af publikationen torde påfordra en särskild uppmärksamhet.

Storli-issjön (sid. 161—162). Af allt att döma synes förf. glädjande nog ha lyckats identifiera hufvudstadiets strandlinje på två förut obekanta lokaler inom Ånn-bäckenets sydöstra del, enär terrasserna ofvan Skårsdalen (sid. 161) ej låta sig hänföras till Täfla-issjön (se ofvan sid. 564).[2] Dessutom hade kunnat antagas, att Storli-issjön genom Rekåns dal slutligen inträngt framåt Vålådalen, inom hvilka trakter hithörande strandmärken likväl ännu ej med säkerhet observerats.[3] Detta kan naturligtvis betyda, antingen att en dödis kvarlämnats i Rekåns trånga dalgång, hvilket i betraktande af dess utsträckning nästan vinkelrätt mot isrörelsen ej i och för sig är osannolikt, eller ock att issjöns aftappning börjat, innan isranden lämnade norra dalmynningen. I betraktande af den osannolika form, isranden i senare fallet måste ha antagit

---

[1] Intet som helst bevis presteras exempelvis för den påstådda samtidigheten mellan randdeltana vid Kyrkstensfjället och Grönklumpen (sid. 151) eller för synkroniteten mellan H2 och L9 (sid. 160 och kartan). I senare fallet saknas hvarje som helst iakttagelse öfver den nivå, som issjön NV om Ufberget intog, då 762 *m*-dalen därstädes utgjorde aflopp, för att nu ej nämna de bergudddar, vid hvilka laterala älfvar kunna tänkas ha förefunnits.

[2] I och för sig behöfver det något höga värdet på dessa terrasser ej alls jäfva deras samhörighet med Storli-issjön, emedan uppgift saknas såväl på »terrassernas» verkliga karaktär (se sid. 29) som deras nivellerade höjd.

[3] Anmärkas bör likväl, att de anförda strandlinjerna på c:a 620 *m* ö. h. i Rekåns långa dalgång ej alls behöfva vara identiska utan beträffande dalens nordvästra del utbildade i Storli-issjöns hufvudstadium men kring Nulltjärnarna uti det första aftappningsstadiet. Den knapphändiga lokalskrifningen på sid. 30 är dock ej ägnad att klargöra saken.

vid issjöns maximiutbredning[1], torde detta alternativ f. n. dock böra uteslutas.[2] — Att Storli-issjöns isobassystem rätt betydligt synes kunna utvidgas med stöd af nu tillkomna data har redan ofvan framhållits.

Från *Storli-issjöns första sänkningsstadium* anföras från undersökningsområdet ej mindre än sju nya lokaler, hvars mot SO allt mer stegrade värden angifva en synnerligen antaglig deformationsgradient af exempelvis 10 *m* mellan Bunnerviken och Nulltjärnarna, men som dock ej kan betraktas som definitiv, så länge verkliga nivelleringar saknas, och karaktären af »terrasserna» vid Bunnerviken, Grötmjölshögen, Vallbo och Fångvattnet ej blifvit något så när fixerad. Till denna likväl rätt vackra serie bör sannolikt ytterligare läggas ett »abrasionsplan» på 616 *m* ö. h., beläget nedanför Rekdalshöjden (sid. 29) samt östligare vid Skårdalsvallens fäb. en erosionsterrass i morän på 619 *m* ö. h. (sid. 35). Att detta stadium ej så kort tid äfven funnits i Ottsjöns dal synes sannolikt af erosionsdalarna VII, VIII och IX vid Ottsjö (sid. 117), hvilka utmynna på 620 *m* ö. h., alltså vid en issjöyta som, såvidt hittills är kändt, blott korresponderar med Storli-issjöns första sänkningsstadium. Huruvida däremot terrassen på 621 *m* ö. h. i Sätterådalen (sid. 162) möjligen hör hit, måste med rätta anses ovisst. Utan motivering och tydligen ohållbart är uppdragandet af hithörande israndsläge III (se kartan) ända ned mot Ånnsjöns södra strand, detta med hänsyn till att issjöstadiets aflopp bevisligen framgått SV intill Bodsjön.[3]

De under *Storli-issjöns andra sänkningsstadium* anförda strandmärkena synas angifva deformationsgradienter, som i hufvudsak rätt väl ansluta sig till de af mig ofvan framhållna. Till

---

[1] G. Frödin, först anfördt arbete, kartan.

[2] I annat fall måste därjämte terrassen vid Skårsdalen tillskrifvas en lokal israndssjö med aflopp åt SV längs Rekhufvuds nordvästra utsprång.

[3] G. Frödin, först anfördt arbete. Af förbiseende har förf. på sin karta till detta stadium fört hufvudnivåns strandlinje på 606 *m* ö. h. vid Enkroken, en uppgift antagligen hämtad från min karta.

denna issjönivå torde äfven böra räknas de till 598—600 *m* ö. h. nående moränterrasserna på Rekhufvuds sydvästra sluttning, af förf. likväl egendomligt nog sammanförda med närmast lägre issjöyta (se nedan sid. 571), hvarjämte erosionsdalarna X och XI ofvan Ottsjö möjligen kunna befinnas föra ned till ungefär hithörande nivå.

Något ytterligare konstant aftappningsstadium jämte dessa två har ej kunnat påvisas tillhörande Storli-issjön, hvarken i nu berörda trakter eller längre i nordväst (se nedan sid. 571).

Tarm-issjön (sid. 164—165). Huruvida strandmärkena på Rekhufvud, Hålfjället och Ottfjället tillhöra en och samma issjöyta och dessutom kunna konnekteras med de högre belägna vid Gröplingvalen och Nyvallen, må anses mycket omtvistligt, och därmed blir också förf:s konstruktion af issjöns utbredning i samma mån osäker. Utan att i öfrigt ingå på den med simmande isberg förmodade blocktransporten från V genom passet mellan Hålfjället och Groffjället (sid. 112), var en sådan möjlighet i hvarje fall utesluten, medan deltat på 711 *m* ö. h. vid Mellerstvallen bildades (sid. 164), ty detta motsvarar en issjöyta, som på grund af nivådeformationen nätt och jämnt borde nått upp till denna passöfvergång på 708 *m* ö. h., och som därför otvifvelaktigt betecknar Sätterå-issjöns hufvudnivå (se nedan). Redan det förhållandet, att Mellerstvallen är belägen så långt åt det distala hållet från Tarm-issjöns östligaste strandmärke och isrand (se förf:s bild. 3 stad. A), bestyrker ej förf:s hypotes. Snarast torde väl äfven terrassen vid Hållvallen på 694 *m* ö. h. räknas till samma aftappningsstadium af Tarm-isjön som 688 *m*-nivån på Rekhufvud (sid. 165).

Sätterå-issjön (sid. 169) bör synbarligen som ofvan framhållits under hufvudstadiet haft aflloppet gående åt NV genom passet mellan Groffjället och Hålfjället, och ej, som förf. förmodar, på östra sidan af sistnämnda fjäll (sid. 165 o. 169). Att i dalgången funnits högre issjöytor än 700 *m*-nivån

med aflopp genom dal IV indiceras dessutom af de i annat fall svårförklarliga erosionsdalarna I—III ofvan Ottsjö by, om hvars passöfvergångar mot Sätterådalen uppgifter tyvärr ej meddelas, men hvilka att döma af kartskiss m. m, synas ligga högre än 700 *m* ö. h. (sid. 117). På grund af bristande upplysningar framför allt om afloppsförhållandena på Högåsens sluttning (se ofvan sid. 554) kunna recessionsförhållandena m. m. i dessa så gifvande trakter f. n. ej närmare fastställas. Planmässiga detaljundersökningar skulle troligen leda ej blott till en säker konnektering mellan erosionsdalarna och aftappningsnivåerna utan äfven till ett fixerande af de i Ottsjöns dalgång samtidigt befintliga issjöytorna, hvarvid äfven vissa hållpunkter för israndens läge och lutning lätt kunde erhållas.[1] I hvarje fall synes något aftappningsstadium af Sätterå-issjön ej kunnat äga aflopp utefter Vällistafjäll norrut till Undersåkersdalen (sid. 169), detta på grund af istäckets rörelseriktning och däraf beroende lutning.[1]

Ott-issjön (sid 163, 165 o. f.) Anmärkningsvärdt är att någon som helst lutning ej kunnat konstateras hos hufvudnivåns strandlinje trots dess utsträckning c:a 7 *km* nära nog i gradientens riktning. Ej heller från Ottsjöns norra sida, där terrassen oafbrutet synes kunna följas c:a 3 *km* omnämnes något dylikt. Tages härvid i betraktande, dels att den något yngre, äfven oafbrutet fortlöpande 595 *m*-terrassen på Ottfjället småningom stiger upp till 599 *m* på samma fjälls östra ände (sid. 113), dels att det likaledes yngre Åre-stadiets linjenivå mellan Rekhufvud och Ottsjö by, såsom kan väntas, också ökar i höjd med 4 *m*, så är det tydligt, att beträffande Ott-issjön något fel har blifvit begånget antingen vid strandmärkenas konnektering eller också vid deras uppmätning och bedömandet af deras inbördes värde som indikatorer på issjöytan.

Iakttagelsen, att Ott-issjöns afloppsälf genomskurit Storliissjöns terrass ofvan Skårsdalen (sid. 169), angifver i förening

[1] Se en följande uppsats i denna tidskrift.

med erosionsdalarna ofvan Ottsjö (se ofvan sid. 568), att Ott-issjöns aftappning försiggick längs Ottfjällets östsida ned till Storli-issjöns första sänkningsstadium. I och med att det följande, det andra sänkningsstadiet, började sjunka under nivå med den sedimentfyllda vattendelaren mellan Rekån och Vålån, kom denna med en passpunktshöjd af 593 *m* ö. h. (sid. 102) att reglera den kvarvarande issjöytan i Ottsjöns och Vålåns dal.

Detta *Ott-issjöns första självständiga aftappningsstadium* har af förf. gifvits den missvisande benämningen af »Storli-issjöns tredje sänkningsstadium» och tilldelats ett hypotetiskt, alldeles omotiveradt aflopp vid Bodsjön (sid. 163). Något otvetydigt spår af denna issjöyta, beläget utanför Vålåns dalgång, har nämligen ej anförts hvarken från de förut kända trakterna i V och NV och ej heller från nu berörda undersökningsområde (se ofvan sid. 569). Jämföres nämligen den på sid. 163 anförda tabellen med lokalbeskrifningarna, finner man, att med »Rekåns dal» menas dels terrasser på 598—600 *ms* höjd vid Nulltjärnarna, dels erosionsterrasser af samma höjd på Rekhufvud (sid. 30). De sistnämnda äro de enda, belägna NV om berörda passpunkt mellan Vålån och Rekån men böra synbarligen tillskrifvas Storli-issjöns andra sänkningsstadium (se ofvan sid. 569), bl. a. af den grund att i annat fall ingen som helst deformation skulle finnas på den c:a 8 *km* långa, med gradientens riktning sammanfallande sträckan mellan Rekhufvud och Nulltjärnarna, hvarjämte stadiets öfriga strandmärken trots sin ringa homogenitet dock visar en rätt god öfverensstämmelse i höjd.

Ott-issjöns nu nämnda, första sänkningsstadium aftappades, såsom också framhålles, Ö om Toppberget, dock ej mellan detta berg och isranden (sid. 102), utan längs det i NO belägna 682 *m*-berget, på hvars sluttning mot Dalsvallen jag på långt håll iakttagit kraftiga renspolningar. Att förf. förgäfves sökt efter säkra spår af denna aftappningsprocess på Toppbergets östra sluttning är därför ej förvånande (sid. 122), lika litet som att sådana ej återfunnits på Vällista- och

Renfjället (sid. 103). Sannolikt torde nämligen vattnet på rätt kort väg sökt sig ned till den i Henåns dalgång och framåt Edsåsen samtidigt befintliga lokala issjön, hvilken i sin tur torde ha dränerats öfver höjdryggen mellan denna by och Renfjället ned till Dufed-issjön eller Åre-stadiet.[1] Nordsidan af Vällista- och Renfjället torde i så fall ej nämnvärdt påverkats af de laterala älfvarna.

Dufed-issjön (sid. 163, 165 o. f.). Frånsedt en del kring södra och sydöstra Ånnsjön belägna, förut ej kända strandmärken tillhörande denna issjö och dess aftappningsstadier. omtalas Skårsdalens stora deltaterrass på 595—578 *m.* ö. h. såsom tillhörande Storli-issjöns sänkningsstadier (sid. 163), Då det sista mer konstanta af dessa, så vidt hittills är kändt på denna lokal torde nått minst 596 *m.* ö. h., medan Dufed-issjöns nivå här kan anslås till 584 *m.* ö. h., bör detta delta väsentligen tillskrifvas Dufed-issjön, ett för öfrigt redan af Högbom[2] framhållet förhållande.

De viktigaste iakttagelserna ligga emellertid inom Vålåns dalgång, där märken visserligen ej efter hufvudnivån[3] men efter en hel del aftappningsstadier uppmärksammats. Af stort intresse är naturligen den härigenom vunna konnekteringen mellan uppdämningen i Undersåkersdalen och Vålåns dalföre. Efter Ott-issjöns ofvan berörda, slutliga aftappning NO om Toppberget inträngde i sistnämnda dalgång först *Åre-stadiet* och sedan *Undersåker-stadiet* (sid. 166).[4] Men den öppna förbindelsen mellan de båda dalgångarna synes alltjämt ha fort-

---

[1] Jfr G. Frödin, först anfördt arbete, sid. 102 samt kartans randlägen VIII o. IX med förf:s utläggning ang. en förmodad nära samhörighet mellan aftappningsvägen för Ott-issjöns första sänkningsstadium och de naturligen vida äldre issjöbildningarna vid Greningen!

[2] A. G. Högbom, anf. arbete, sid. 23.

[3] Denna synes ej ha inträngt i dalgången (se Frödin, först anfördt arbete, sid. 102).

[4] I denna issjös strandlinjetabell (sid. 166), böra äfven upptagas de eventuella issjöterrasserna på 560 *m* ö. h. i Sätterådalen (sid. 122). Beträffande den af mig nu använda nomenklaturen må hänvisas till »Glacialgeologiska studier i nordvästra Jämtland», sid. 34.

satt, medan förf:s antagande om en därpå inträdd förnyad isuppdämning af Gulåns dal däremot ingalunda bestyrkts (sid. 167). De från denna tid härstammande strandmärkena, sammanförda under beteckningen »Ott-issjön II» (sid. 166), äga emellertid så föga korresponderande höjder och så svag utbildning, att de snarast torde böra tillskrifvas ett flertal skilda issjöytor. Likartade förhållanden nedanför Undersåker-stadiets nivå har jag själf iakttagit i och SV om Åredalen, och orsaken synes troligen vara att söka i en jämförelsevis kontinuerlig och hastig isrecession uppe på vattendelaren mellan denna dalgång och Kallsjön.[1]

Någon tillräcklig anledning att i tryck omnämna dessa i och för sig vanligen obetydliga strandbildningar har förut näppeligen förelegat för mig. Sommaren 1913 fann jag emellertid på rullstensåsen vid Bunnerviken och framför allt på Järpön i Ånnjön breda men sluttande, i fotpunkten rätt odeciderade erosionsterrasser, stundom t. o. m. öfvergående i smärre abrasionsplatåer. Höjden på de förra, barometerbestämd till 13 *m* öfver Ånnsjön eller 539 *m* ö. h., anger sannolikt på grund af det exponerade läget och materialets beskaffenhet ett en eller annan *m* för högt värde.[2] Denna strandlinje, som dessutom ofvan Bränna vid Ånnsjön finnes utbildad som en deltaterrass, synes väl kunna konnekteras med några af de under »Ott-issjön II» sammanförda strandmärkena t. ex. V. Ottsjön, Ottsjö by, Vallbo och Dalen, hvarför intet talar för teorin om en förnyad isuppdämning i Gulåns dal.

I öfverensstämmelse härmed torde den af förf. uppställda »Ott-issjön III» likaledes vara att betrakta närmast som ett eller sannolikt flera inkonstanta sänkningsstadier af Undersåker-stadiet, dock under förutsättning, att intet hinder möter beträffande passöfvergången, dels SO om Gårdsjön, dels mellan 586 och 682 *m*-bergen NV om Dalsvallen, hvilka pasströsklar tydligen varit de bestämmande vid afsnörandet af Vål-

---

[1] G. Frödin, först anfördt arbete, sid. 117.
[2] G. Frödin, l. c., sid. 26.

åns issjöytor från dem i norr. Själf har jag tyvärr ej besökt dessa trakter, och uppgifterna på sid. 122 lämna ej heller några säkra hållpunkter härutinnan. I hvarje fall torde de två västra strandlinjelokalerna i tabellen sid. 167 näppeligen kunna hänföras till Hålland-stadiets öfre parallellnivå (se sid. 167 och förklaringen till israndsläget IV), dess mer som detta endast nådde 4 *m* öfver den nedre.[1]

Med beaktande af nyssnämnda reservation för passhöjderna SO om Gårdsjön och V om Dalsvallen synas de under »Hålland-issjön» (sid. 167)[2] anförda strandmärkena åtminstone vid V. Ottsjön (523 *m* ö. h.), Vallbo och Helgtjärnåsen (530 *m* ö. h.) väl kunna konnekteras med *Hålland-stadiets* nedre parallellnivå.

När issjöytan i Vålåns dal sjunkit ned till 507—517 *m* ö. h., mellan hvilka höjdvärden en synbarligen identisk linjenivå flerstädes iakttagits i denna dalgång (sid. 168), stod den ännu enligt förf:s förmodan i öppen förbindelse med issjön i Undersåkerdalen, samtidigt som Gulåns dal nu för sista gången täcktes af issjöarnas vatten. Sänkningen af detta issjöstadium anses förutsätta, att lägre pass mot N frilagts från is längre österut (sid. 168). Men dessförinnan bör tydligen Gulåns dal själf tjänat som aflopp för den i Vålåns dal kvarvarande issjön, och både den topografiska kartan och förf:s höjdsiffra för Gårdsjön 510 *m* ö. h. (sid. 122) tala för sambandet just mellan nyssnämnda linjenivå på 507—517 *m* ö. h. eller *Ott-issjöns andra sänkningsstadium* och pasströskeln SO om Gårdsjön. Vid ett hastigt besök i Gulåns dal sommaren 1913 fann jag 2 *km* S om Dalsvallen en storslagen, flera 10-tal *m* djup och 100—200 *m* bred, typisk issjökanjon af åtskilliga 100 *ms* längd, i hvars döda fallhufvud den nuvarande lilla ån utskurit en obetydlig ränna. Särskildt anmärkningsvärdt är att kanjonens obetydligt lutande botten

---

[1] G. Frödin, först anfördt arbete, sid. 122.

[2] Af sista meningen under rubriken »Ott-issjön III» synes framgå, att förf. med »Hålland-issjön» afser dess lägre parallellnivå.

på det närmaste sammanfaller med Kall-issjöns nivå i denna trakt (se förf. sid. 123), hvarför Dufed-issjön redan före denna tidpunkt fullständigt synes vara aftappad ned till Kall-issjön.

För frågan om afloppen för de allra sista, ännu lägre is-sjöytorna kring Ottsjön och Åmen synes mig passpunkten N om Gesten (sid. 168) ej ensamt vara afgörande. Då den sista isrörelsen i hufvudsak kommit från NO, är det tydligt, att de kritiska punkterna framför allt äro att söka kring Topphöjden SV om Mörsil, och möjligen registreras också några af de sista aftappningsvägarna genom de vidsträckta, långt synliga frispolningarna ofvan Litens södra strand. Ända upp mot denna trakt torde nämligen issjöarna från söder kunnat utbreda sig utan nämnvärdt hinder, och på grund af de nordjämtska och sydjämtska isströmmarnas konvergens mot Säll-sjöområdet förefinnes den möjligheten, att rätt vidsträckta issjöytor på sistone kommo att uppdämmas kring Vålåns nedersta lopp framåt nämnda sjö eller från Västerfjället i söder och därifrån åt NV uppåt Topphöjden.[1]

Till de sista aftappningsstadierna höra åtskilliga af förf. iakttagna strandmärken, merendels sammanförda under beteckningen Ott-issjön IV. Huruvida dessa kunna anses korrespondera med hvarandra synes f. n. dock rätt svårt att afgöra, liksom ock till hvilken eller hvilka af de sista issjönivåerna i Vålåns dalgång de längs Västerfjällets nordöstra fot befintliga senare aftappningsvägarna för N. Drom-issjön förde.[2] Dennas sista sänkningsstadium kan sannolikt anses representeras af den af mig förut omtalade Damm-issjön, hvilken dock synes ha aftappats ned till Kall-issjön.[3]

Enligt min ofvan gifna framställning skulle alltså utvecklingsgången af de hittills kända, mer konstanta *issjönivåerna inom Ottsjöns och nedre Vålåns dalfören* varit följande:

[1] Jämför G. Frödin, först anfördt arbete, sid. 134 o. 149.
[2] G. Frödin, l. c., sid. 135.
[3] G. Frödin, l. c., sid. 134.

	Nivå i *m* ö. h.	Aflopps väg.
Ott-issjön	c:a 630	mellan Gröplingvalen och Rekhufvud ned till Storli-issjön och dess första sänkningsstadium.
Storli-issjöns 1:sta sänkningsstadium	622—625	SV om Bodsjön ned till Dufed-issjön[1]
Storli-issjöns 2:dra sänkningsstadium	598—605	» » » » » »[1]
Ott-issjöns 1:sta sänkningsstadium	595—601	i Rekåns dal vid Nulltjärnarna ned till Dufed-issjön o. slutligen sannolikt äfven till Åre-stadiet.
Åre-stadiet (af Dufed-issjön)	580—584	N om Hålland ned till Kall-issjön[1]
Undersåker-stadiet (af Dufed-issjön)	565—567	» » » » » »[1]
Hålland-stadiets nedre parallellnivå (af Dufed-issjön)	523—530	» » » » » »[1]
Ott-issjöns 2:dra sänkningstadium	507—517	genom Gulåns dal ned till Kall-issjön

Beträffande åter utvecklingen och förhållandet mellan de randsjöar med tillhörande israndslägen, som under afsmältningstiden förefunnits kring nordsidan af det stora sydjämtska fjällkomplexet tillåter i allmänhet det af D:r Eriksson hopbragta materialet ej många säkra slutsatser utöfver hvad som förut varit kändt härutinnan. I en följande uppsats ämnar jag emellertid återkomma till några sådana specialfall och deras betydelse för frågan om istäckets lutningsförhållanden.

Ehuru ofvanstående granskning hufvudsakligen berört afhandlingens rent principiella sidor och viktigare punkter, har den måhända likväl blifvit något omfångsrik. Men att å andra sidan låta D:r Erikssons ogrundade framställning passera oanmärkt kunde möjligen ha skadat kontinuiteten hos den glacialgeologiska forskningen inom de sydligare fjälltrakterna och ingifvit den föreställningen, att detta i och för sig så

[1]) G. Frödin, först anfördt arbete.

gifvande undersökningsområde nu vore i hufvudsak uttömdt för en tid framåt. Den belysning jag ofvan sökt gifva hithörande frågor, visar emellertid raka motsatsen. Problemen ligga ännu så godt som orörda och nu t. o. m. lättare åtkomliga än förut, då det af D:r Eriksson hopbringade iakttagelsematerialet i alla fall äger ett framtida värde, som utan svårighet kan göras rikt fruktbärande. Man vet nu också, hur arbetsplanen en annan gång bör läggas, och hvar de kritiska punkterna äro att söka; arbetsfältet är rikt och skall säkerligen väl löna mödorna.

Anmälanden och kritiker.

Genmäle till B. Högbom med anledning af hans inlägg: »Om frostverkningar i flytmark».

Af

JOHN FRÖDIN.

I h. 5 af G. F. F. för innevarande år förekommer en kritik af ett parti i min senaste afh.[1]), å hvilken kritik jag blott anser nödigt att svara med några randanmärkningar.

Författaren, B. HÖGBOM, beklagar sig först öfver att jag i mitt arbete angripit en af honom framställd hypotes rörande jordflytningen och publicerad i ett förelöpande meddelande, »oaktadt det måste hafva varit mig bekant att han förberedde utgifvandet af ett utförligare arbete i ämnet».

Anmälarens tankegång synes här tämligen obegriplig.

Det torde icke vara honom obekant att man i ett vetenskapligt arbete är *skyldig* att taga hänsyn till och — *med angifvande af pagina!* — citera sina föregångares åsikter i ämnet samt vid förefallande behof granska dessa. Att de framställas i ett mindre arbete eller »förelöpande meddelande» berättigar dem ingalunda till någon undantagsställning. Då jag affattade mitt manuskript, hvilket f. ö. torde hafva förelegat fullt tryckfärdigt *minst* lika tidigt som HÖGBOMS, hade jag ingen som hälst kännedom om *när* HÖGBOMS afhandling skulle komma att tryckas, ej häller om dess *blifvande innehåll.* Jag hade därför ingen anledning att taga hänsyn till densamma. Detta anser jag snarare naturligt än »egendomligt».

HÖGBOM uppger sig stå oförstående inför mitt påstående att solifluktionens arktiska utbredning snarast tyder på att regelationen ingen roll spelar för densamma. Om å ena sidan regelations*frekvensen* till följd af kraftigare in- och utstrålning är större på lägre bredders *högplatåer* än i *låglandet* vid polerna, men jordflytningen är ett polärt fenomen, så blir väl en sådan slutsats i alla händelser tämli-

[1]) Geografiska studier i St. Lule älfs källområde. S. G. U. Ser. C, N:r 257.

gen ofrånkomlig. Men därmed har jag naturligtvis ingalunda förnekat att regelation äfven förekommer i polarländerna. Några konsekvenser beträffande förhållandet mellan frostsprängning och regelation har HÖGBOM således icke tillfälle att draga ur min nyssnämnda slutsats.

Anmälaren öfvergår sedan till att diskutera de felkällor, som skulle vidlåda mina mätningar. Det får då först och främst bestämdt betonas, att då det gäller att bedöma dylika i fältet företagna experimentella undersökningar, det *alltid* efteråt kan på teoretisk väg uttänkas och uppkonstrueras »felkällor». Dylika invändningar äro därför vanligen värdelösa, så länge icke vederbörande anmärkare kunnat bevisa, att den af honom påpekade felkällan verkligen influerat på de erhållna värdena och *på de slutsatser, som baserats på dessa.* Och i särskildt hög grad gäller detta, när anmärkaren själf icke dokumenterat någon som hälst egen erfarenhet rörande experimentella fältundersökningar af ifrågavarande slag.

Beträffande dessa felkällor anför anmälaren, att det värmekänsliga elementet på mitt instrument varit för långt (5 cm.) Naturligtvis hade det varit fördelaktigt, om det varit något kortare, men något annat instrument stod mig ej till buds. På grund af föreliggande förhållanden har jag också anledning antaga, att intet enda fall af *för jordflytningen betydelsefull regelation* förekommit, som till följd af nämnda omständighet ej af instrumentet inregistrerats. Har anmälaren en annan åsikt, är det honom som bevisskyldigheten åligger.

Som en annan felkälla omnämnes »vattencirkulationen i hålet där elementet är nedgräft». Hvad härmed menas är skäligen dunkelt. Något »hål» som stått öppet omkring röret eller elementet vid dess nedre ända har aldrig funnits. Tjälen och den våta massan omslöt alltid röret och elementet så tätt, att något för ögat synligt mellanrum ej kunnat upptäckas. Det vatten, som eventuellt cirkulerat längs röret, måste därför haft naturen af kapillärvatten och kan omöjligen haft någon inverkan på beloppet af temperaturomsättningen under dygnet eller på dygnsamplituden. — Såsom jag själf i mitt arbete uttryckligen påpekat (sid. 221), igenlades den grop, i hvilken elementet nedfördes, på det sätt att materialet så mycket som möjligt erhöll samma konsistens som förut och därmed som de omgifvande markpartierna. Till betydelsen af dessas vattenhalt för temperaturomsättningen återkommer jag här nedan.

Vidare anföres, att »det ej är lämpligt att med en trälåda förtaga verkningarna af en för marken så viktig värmekälla som insolationen». Jag har emellertid arbetat med så små resurser och under så svåra förhållanden, att det ej varit mig möjligt att anordna arbetet på annat sätt, allra hälst som instrumentet var försedt med fast rör. Jag har också själf förutsett och påpekat vådan häraf (sid. 234), men samtidigt framhållit, att denna olägenhet i praktiken torde betyda synnerligen litet. I alla händelser kan denna faktor icke inverka under perioder med mulen väderlek, ej heller kan den influera på utstrålningen och därmed hämma regelationsprocessen. — Från HÖGBOMS synpunkt skulle ju berörda anordning snarare medföra en fördel, eme-

dan den är ägnad att utjämna den olägenhet, som enligt honom vidlåder de af mig valda lokalerna, nämligen att »temperaturvariationerna ofvan tjälytan, som hastigt blifvit tillbakadrifven, nästan endast gå i en riktning, en ojämn men successiv uppvärmning». När han samtidigt anmärker på min anordning med trälådan och mitt val af lokaler, gör han sig alltså skyldig till uppenbar motsägelse.

HÖGBOM anser, att öfverkylning i nämnvärd mån normalt icke förekommer i flytmarken. Denna uppfattning, om än teoretiskt begriplig, får emellertid värde, först sedan dess riktighet bevisats genom direkta mätningar i *den marktyp hvarom här är fråga*. Vid lämpligt tillfälle skall jag återkomma till denna sak. Till dess får HÖGBOMS uppfattning stå för hans egen räkning.

Anmälaren söker vidare förringa värdet af mina mätningar genom att insinuera, att jag tillämpat dem utan omdöme. Vid granskningen af deras tillämplighet framhåller han dels att de lokaler, där de utförts, ej kunna jämställas med Spetsbergen, dels att lokalerna kunnat väljas på annat sätt med hänsyn till snöbetäckningen. Han urgerar slutligen, att det är »meningslöst» att jämföra dem med lokaler af viss af honom närmare angifven karaktär. Genom att detta parti af inlägget inskjutits mellan ett antal andra anmärkningar bibringas läsaren den uppfattningen, att jag i antydd riktning skulle ha generaliserat värdet af mina mätningar och ansett dem representativa för andra områden, än där jag arbetat. Härpå får jag genmäla genom att konstatera följande. Om HÖGBOM genomläst ifrågavarande delar af mitt arbete, innan han skref sin kritik, vet han:

1:o att jag själf kraftigt framhäft svårigheten att af mina resultat draga några säkra slutsatser angående förhållandena i polarområdena, och att det endast är med tillhjälp af värden vunna af framstående deltagare i vetenskapliga polarexpeditioner, som jag bildat mig en uppfattning härvidlag (se sid. 245, 249). Om jag satt mina egna resultat i relation till förhållandena i polarländerna, så är det endast emedan de stämma med nämnda värden, hvilka afse temperaturen ofvanför tjälytan, medan HÖGBOM enbart anfört dylika från frusen, d. v. s. ej i flytning stadd mark;

2:o att jag i mitt arbete (sid. 251—252) med styrka betonat, att synnerligen omfattande och utförliga experimentella undersökningar måste utföras inom polarområdena, innan klarhet kan vinnas beträffande den därstädes pågående solifluktionens natur.[1])

Anmälaren vet t. o. m., ehuru han ej nämner detsamma, att jag ej

[1]) HÖGBOMS beskyllning att jag skulle användt »chargerade referat» kan i detta sammanhang lämpligen returneras till honom. Beskyllningen är f. ö. grundlös. Hans af mig kritiserade yttrande vill han *nu* formulera på följande sätt: »Den arktiska solifluktionens starka utveckling kan icke ensamt tillskrifvas vegetationens karghet», medan det ursprungligen lyder: Man har menat att solifluktionens starka utveckling, i områden med kargt klimat sammanhänger med att det svagt utvecklade växttäcket därstädes ej förmår binda marken. Denna åsikt »scheint mir meistens auf eine Verwechselung von Ursache und Wirkung zurückzuführen zu sein». Om skillnaden mellan de båda formuleringarna kan jag möjligen i ett mera botaniskt sammanhang komma att upplysa honom.

ens ansett mina värden typiska för de svenska högfjällsomradena i allmänhet, utan endast för ett visst slag af lokaler (jfr sid. 244), under en viss del af sommaren (sid. 228—229). — När han emellertid anmärker på att jag förlagt mätningarna till fläckar, som först i högsommaren blifvit barlagda, så visar detta endast, att anmälaren saknar praktisk kännedom om förhållandena. Jag får därför upplysa om att tjälytan i markpartier, som tidigare blifvit snöfria, d. v. s. på större afstånd från snökanten, anträffas först på så stort djup, att anmälaren därstädes icke skulle kunna påvisa några nämnvärda temperaturvariationer under dygnet, d. v. s. utsikten att anträffa dylika och därmed att påvisa regelation, står i omvändt förhållande till afståndet från snökanten. Denna min uppfattning baserar sig på rön gjorda vid ett stort antal gräfningar fördelade öfver trenne somrar.

Man kan då invända, att mätningarna böra förläggas till ännu högre nivåer. Detta är teoretiskt riktigt, men i praktiken förhåller det sig så, att man först över 1500 *m.* nivån har utsikt att på större afstånd från snölägena träffa en tjälyta med tunn jordbetäckning. Men dessa nivåer ligga högre än de mest typiska högfjällsvidderna och visa i mitt område en marksammansättning, som vållar stora svårigheter för dylika arbeten.

HÖGBOMS invändningar beträffande dessa förhållanden äro alltså fullständigt obefogade. Hans påpekande, att geoisotermerna på Spetsbergen under sommaren äro sammanträngda ända till 1/70 af det geotermiska måttet, berör blott sakens ena sida. Den andra för regelationen lika nödvändiga förutsättningen är att de genom växlingen i in- och utstrålning framkallade temperaturvariationerna nå ned till tjälytan. Så länge på denna punkt ej förebragts någon bevisning, hänger regelationsteorien i luften.

HÖGBOM anmärker slutligen på, att mätningarna i allmänhet skulle hafva utförts i af snövatten genomdränkt och öfversilad mark, hvarför de erhållna värdena icke skulle vara giltiga för hvad han kallar regelationsflytjord, som lär omfatta mark med torrare konsistens. Något längre ned anföres, att amplituderna i sådan våt mark böra vara rätt små på grund af vattencirkulationen. Här föreligger tydligen en sammanblandning af trenne olika marktyper, som i detta hänseende ej få förväxlas, nämligen 1) *starkt vattenhaltig*, 2) *vattenöfversilad* och 3) *af stark vattencirkulation genomsatt mark*. De *fläckar*, i hvilka mitt instrument under de trenne undersökningsperioderna varit nedsatt, tillhörde i allmänhet typ 1. Endast under c:a 1/20 af deras sammanlagda tidslängd var fläcken i fråga svagt vattenöfversilad, nämligen i slutet af period III[1]) och då på grund af en tillfällighet.

Det finnes emellertid ingen anledning att tillskrifva vattenhaltig mark mindre värmeledningsförmåga än torr, snarare tvärtom. Annor-

[1]) Det är härpå upplysningen å sid. 235 syftar. Att denna icke kan avse någon nämnvärd del av termografserierna framgår mycket tydligt av bl. a. dess formulering. I en lilla termometerserien har intet vitsord gent emot termografserien på grund av: 1) sin korthet, 2) att den erhållits under extrema väderleksförhållanden, 3) att termometern av flera skäl är mindre tillförlitlig beträffande *små* variationer än termografen.

lunda förhåller det sig naturligtvis med af kallt smältvatten öfversilad mark. Detta måste inverka hindrande på markens uppvärmning genom insolationen. *Men hvarifrån har anmälaren hämtat den uppgiften, att mitt instrument skulle ha varit nedsatt i af smältvatten öfversilad jord?* I allt fall icke från mitt arbete. De uppgifter, som jag lämnat angående vattenöfversilning (sid. 220 och 224), afse gifvetvis *markytan i allmänhet nedanför snölägena* i fråga. Af mina direkta upplysningar framgår dessutom tydligt, att markytan omkring instrumentet åtminstone under den senare delen af perioderna I och II *icke kan* ha varit vattenöfversilad (se sid. 221, 223 och 240). Den som sett ett snöläge bör väl känna till, att aldrig hela markytan nedanför detsamma öfversilas af smältvattnet, utan att äfven vid varmt väder partier finnas, öfver hvilka vattnet ej passerar. Nog borde det väl vara tydligt, att man vid undersökningar af detta slag om möjligt undviker direkt öfversilade fläckar, emedan de från sådana härstammande värdena skulle blifva tämligen godtyckliga till följd af det med smältvattnet periodvis så att säga bortströmmande värmet. För mig har det varit lätt att undvika en öfversilning af smältvatten omkring själfva instrumentet, emedan jag arbetat vid relativt små snölägen.

Beträffande vattencirkulationen i marken är det väl tämligen tydligt, att där ingen öfversilning, d. v. s. intet dagligen återkommande tillskott af vatten till jordmassan förekommer, häller ingen cirkulation, tillräckligt kraftig för att inverka på den dagliga temperaturomsättningen, kan tänkas komma i fråga. HÖGBOM uppger nu, att jag påvisat en mycket liflig vattencirkulation. Det hade hvarit lämpligt, att han uppgifvit hvilken passus i mitt arbete han härmed afser. Själf har jag mycket tydligt framhållit, att jordmassan på dylika lokaler befinner sig i så labilt läge, att äfven ett synnerligen obetydligt tillskott af vatten lätt rubbar jämvikten (sid. 241 och 244), och det torde direkt framgå af mitt material, att de periodiskt inträffande rubbningarna sträcka sig öfver betydligt större areal än den, hvarest dagligt vattentillskott äger rum. Någon »mycket liflig» vattencirkulation anser jag mig däremot ej ha påvisat (jfr sid. 237 och 252).

Rörande anmälarens fullständigt subjektiva uttalande, att mina mätningsresultat snarare stödja hans regelationsteori än tvärtom, nöjer jag mig med att hänvisa till det enda direkt påtagliga resultatet, att i intet enda fall den inregistrerade temperaturkurvan sjunkit under fryspunkten, d. v. s. uppvisat regelation, ehuru förhållandena delvis varit exceptionellt gynnsamma för uppkomsten af sådan.

I slutet af sin anmälan framdrager HÖGBOM några skäl för att frostverkningar öfverhufvud förekomma i flytmark. Är denna del af inlägget riktad mot mig, så vet han nogsamt, att den är fullständigt onödig. Jag har ju bl. a. själf häfdat (sid. 237), att den i flytmarken allmänt förekommande stora finheten hos materialet icke gärna kan förklaras annat än genom sekundär frostvittring och förutsätter sålunda själf, att regelation äger rum. För att förklara de i flytmarken obestridligen förekommande frostfenomenen är emellertid den vid början och slutet af den varma årstiden förekommande regelationen fullt tillräcklig.

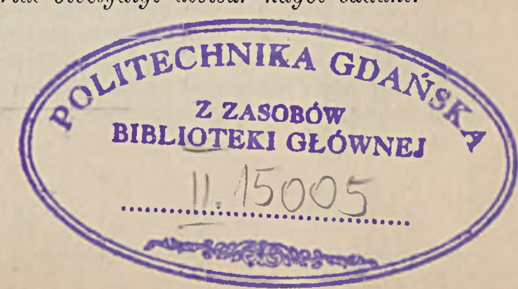
Sistnämnda del af inlägget jämte åtskilligt annat antyder emellertid, att anmälaren ännu ej klart uppfattat kärnpunkten i det af oss båda diskuterade och afhandlade problemet. Frågan är icke om regelation öfver hufvud taget förekommer, utan *om den uppträder med den frekvens, intensitet och utsträckning, att den vid sidan af vatten-indränkningen kan spela någon roll för materialtransporten.* Ett sådant problem löses ej genom indirekt bevisföring.

Sedan HÖGBOM sålunda kritiserat min metod, exemplifierar han på ett belysande och lättfattligt sätt den, hvaraf *han* användt sig. Han anför, att »om den arktiska flytjordens starka utveckling endast berodde på vattenindränkning ofvan tjälen, så borde den ha sin motsvarighet ungefär hvar som hälst, ty marken är vattenmättad äfven annars i grundvattennivån». Skulle det vara HÖGBOM obekant, att för att man skall hafva rättighet att använda en dylik slutledning, så måste *alla de faktorer, som härvidlag spela in, vara lika?* Men hvad vet man om alla dessa faktorer i de oerhördt olikartade områden, som hans argumentering berör? Hvad känner man t. ex. om mäktigheten och utsträckningen af detta vattenmättade glidskikt, hvarom han talar?

HÖGBOM erkänner nu, att han uppställt teorien om regelationen som solifluktionsfaktor, emedan han ej kunnat förklara jordflytningens starka utveckling med tillhjälp af de förut kända förhållandena. Men det stämmer väl knappast med vetenskaplig ansvarskänsla att enbart af denna anledning tillgripa en fullständigt ny process med *viss frekvens* och *viss intensitet*, ehuru intet enda direkt mått kunnat presteras å dessa.

Jag lämnar därhän, om det öfver hufvud är lyckligt att basera vetenskaplig bevisföring uteslutande på indirekta metoder och vaga analogislut. Jordflytningens problem är i alla händelser alltför komplicerat för att kunna lösas enbart på denna väg, som endast för till, att en ny hypotes fogas till de många gamla. Bestående resultat vinnas härvidlag först genom långvarigt och tålmodigt, experimentellt arbete, gående ut på att upptaxera den roll, som hvarje faktor spelar för problemet. Endast på denna metod kommer den blifvande lösningen att grundas. Själf har jag upprepade gånger framhållit, att det af mig hittills publicerade materialet är alltför ringa, för att en allmängiltig slutsats däraf skall kunna dragas. Men å andra sidan har jag för närvarande *mindre anledning än någonsin* att frångå min uppfattning. När anmälaren förebringar nytt och mera material än jag, skall jag emellertid gärna återupptaga diskussionen med honom, och jag är beredd att då erkänna riktigheten af hans uppfattning, *för så vidt hans material otvetydigt utvisar något sådant.*

Lund den 15 nov. 1914.



Genmäle

Af

B. HÖGBOM.

Då redaktionen låtit mig taga del af J. FRÖDINS inlägg, kunna några rader tillfogas såsom genmäle.

I förbigående kan anmärkas, att jag icke »beklagat» mig öfver att mitt förelöpande meddelande angreps. Men en del hugg i luften hade väl undvikits, om attacken i ett sådant fall ej gjorts så vidlyftig. FRÖDINS bemötande af min anmärkning på hans sätt att referera har försetts med ett citat, där emellertid nu ett par för meningen afgörande ord utelämnats. Detta påpekas till hans beaktande vid den »upplysning» jag utlofvas framdeles. FRÖDIN medger nu, att de mätningar, som skulle vederlägga teorien om regelationen vid tjälytan, icke skett under samma betingelser, som råda där, enligt hvad jag framhållit, regelationen bör vara verksam (t. ex. på Spetsbergen), d. v. s. där tjälen har ett ytligt sommarläge. Försöket att bortförklara tillämpligheten af de mätningar, som jag anfört, är mindre lyckadt, då det ses mot bakgrunden af det förhållandet, att dessa mätningar hänföra sig till ett skikt strax under tjälytan vid sensommaren. Ty utan att passera tjälytan torde temperaturvariationerna ej kunna göra sig kännbara under denna. I bemötandet af mina anmärkningar mot FRÖDINS mätningar förnekas nu icke i sak, att dessa skett i hvad jag — för att därmed understryka, att regelationen där icke är af någon betydelse — kallat »flytjord genom vattenindränkning».

FRÖDIN, som menar, att öfverkylning vid tjälytan hindrar regelation, gör gällande, att min motsatta åsikt är utan värde, då den ej stöder sig på direkta mätningar. Men då det är en allmän fysikalisk erfarenhet, att öfverkylning icke förekommer hos en vätska i kontakt med samma substans i fast form, förefaller det, som tillkomme bevisskyldigheten FRÖDIN.

De obestridliga bevis för frostverkningar i flytjord, som FRÖDIN nu erkänner, skulle enligt honom förklaras genom regelation höst och vår. Men i så fall kvarstår såsom oförklarligt, att motsvarigheter saknas i tempererade trakter. Dessa liksom flere andra fakta, grundade på fältiakttagelser och jämförelser, måste, som jag förut framhållit, tagas i betraktande. De bortförklaras icke på sätt, som FRÖDIN ofvan försökt med vattenindränkningen i grundvattensnivån.

I öfrigt skall jag icke inlåta mig på FRÖDINS undervisning om vetenskapens metoder eller på hans mer eller mindre på sidan om hufvudfrågan sig rörande utläggningar. Då FRÖDIN antagligen anser, att jag här icke förebringat »nytt och mera material» än han, torde diskussionen, att döma af slutorden i hans inlägg, härmed vara tillsvidare afslutad.

Öfversiktskarta visande

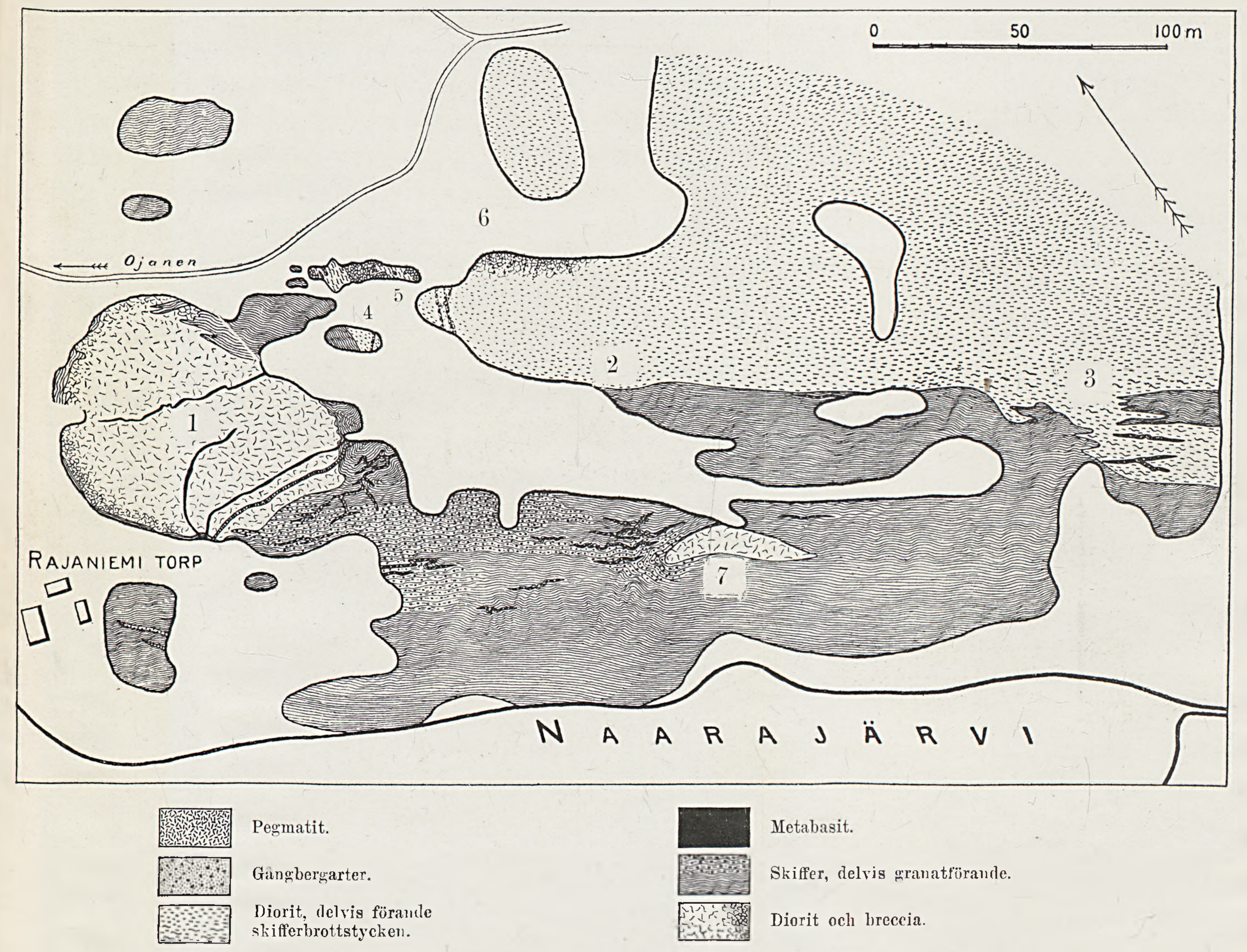
ISRÖRELSERNA UNDER ISAFSMÄLTNINGEN INOM NORDVÄSTRA JÄMTLAND

af

G. Frödin

Gen. Stab. Lit. Anst. Stockh.





Pegmatit.

Gångbergarter.

Diorit, delvis förande skifferbrottstycken.

Metabasit.

Skiffer, delvis granatförande.

Diorit och breccia.

Karta öfver hällarna N. om Naarajärvi i Lavia, uppgjord av E. Mäkinen. Skala 1:2222.

2



Photo Verf.

Die Erosionsterrasse zu Hammarstrand. (Von S gesehen.) Sand, bei der Katastrophe abgelagert, bedeckt den Lehm diskordant.

3


BÜCHEREI DER KÖNIGL. TECHNISCHEN HOCHSCHULE
DANZIG



Fig. 3. Abrasionsplanet och dess hak vid Dönnes fjäll. — Förf. foto.



Fig. 4. Abrasionsplanet med dess hak SO om Titterneskullarna. — Förf. foto.



Fig. 5. Dal i abrasionsplanet å Dönna. — Förf. foto.



Fig. 6. Dal i abrasionsplanet söder om Långåsen, Syd-Herö. — Förf. foto.

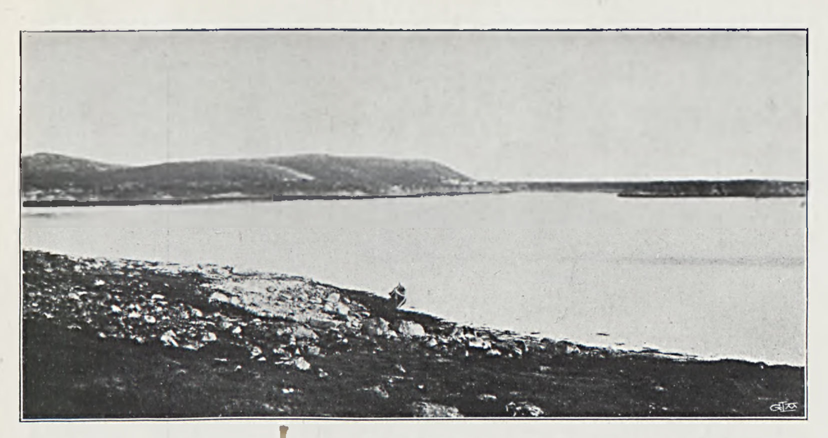


Fig. 11. Syd-Herö från norr. — Förf. foto.



Fig. 12. Abrasionsplanet nedanför Långåsen å Syd-Herö. Höjd c:a 8 *m*. — Förf. foto.

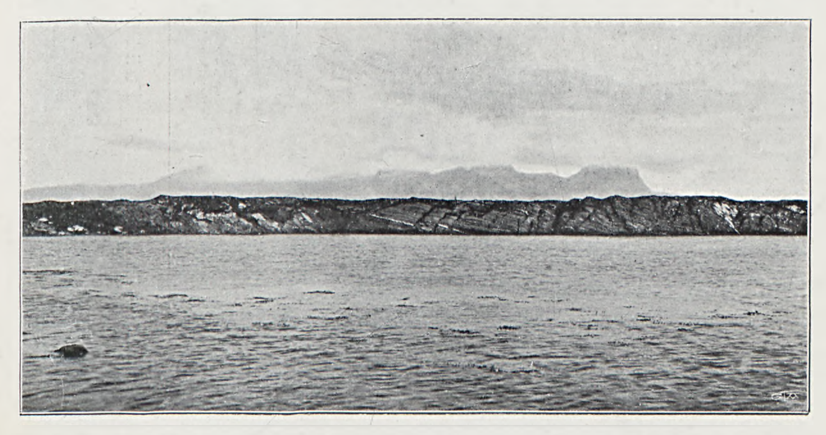


Fig. 13. Östra stranden af Rishullet. Höjden 6—7 *m* ö. h. — Förf. foto.

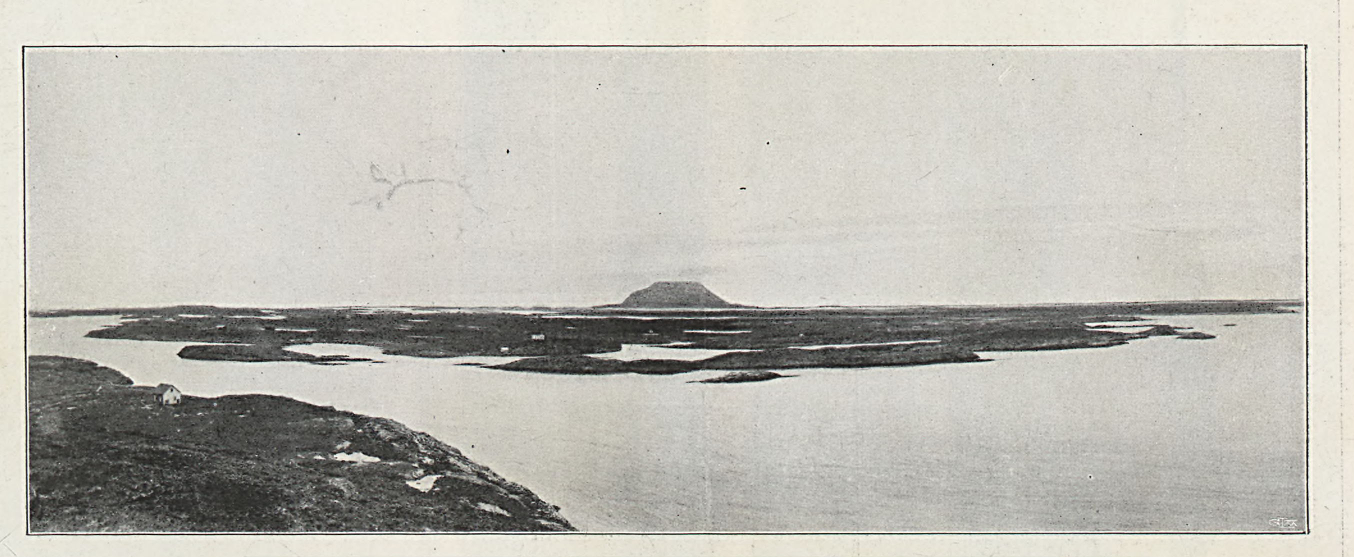



Fig. 14. Utsikt öfver strandflaten från Nord-Solvær med Lovunden i bakgrunden. — Förf. foto.



Profiler öfver berggrundsformer på Dönna och Syd-Herö m. fl. öar.

Teckenförklaring

Profilerna I—III

- *Gnejs inkl. gnejsgranit och glimmerskiffer*
- *Starkt förorenad kalk, kalkhaltig glimmerskiffer*
- *Kristallinisk kalksten*
- *Berggrund på några dm. djup, täckt af mossa o.d.*
- *Berggrunden täckt af jord o.d.*

Profilerna IV—VIII

- *Gnejs och glimmerskiffer*
- *Kristallinisk kalksten*
- *Berggrund täckt af ett några dm. tjockt täcke af mossa o.d*
- *Berggrunden täckt af jord o.d.*


Profil IX.

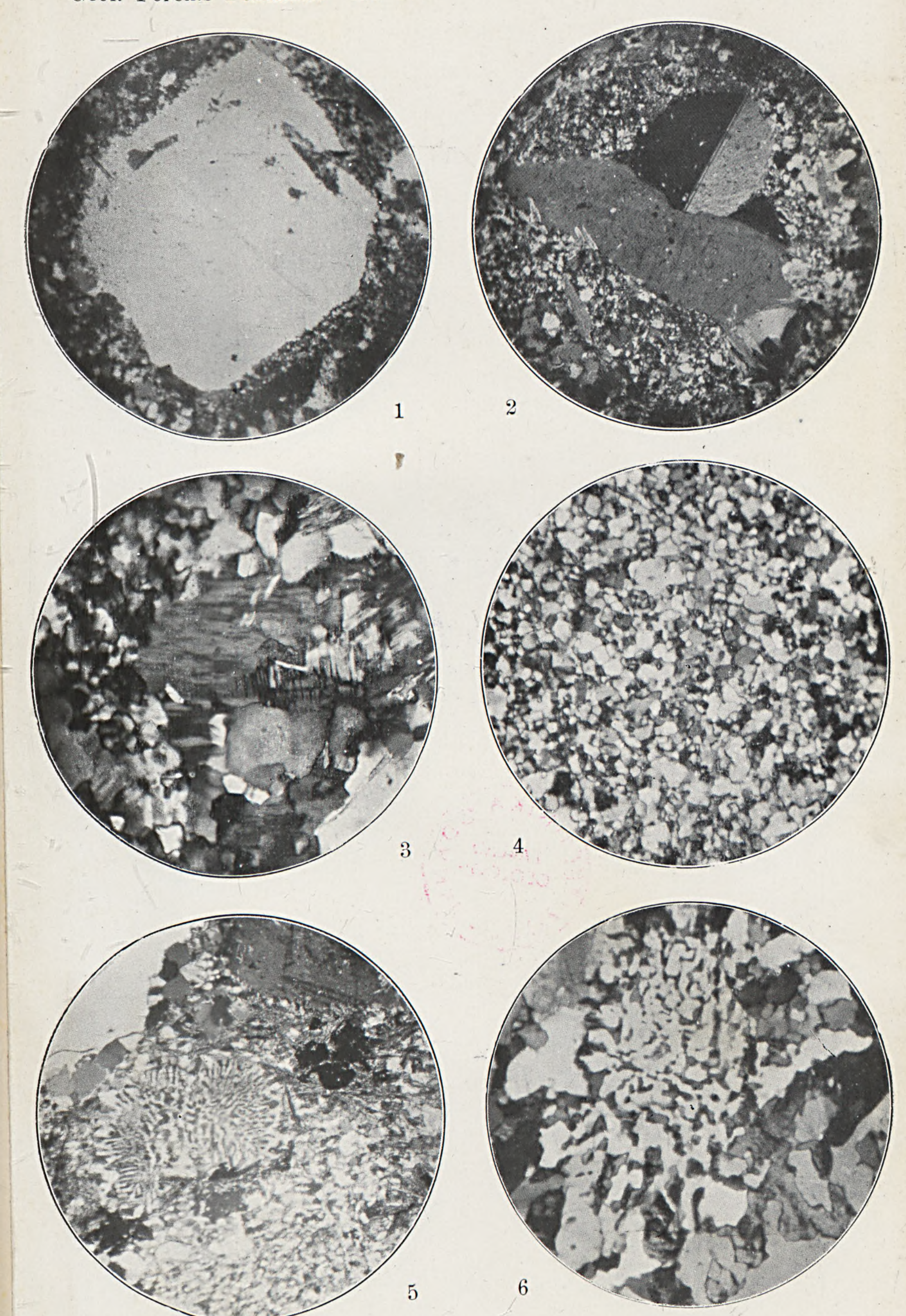
- *Gnejs och glimmerskiffer*
- *Kalkhaltig glimmerskiffer, starkt förorenad kalksten*
- *Skiffrig kalksten, relativt ren.*
- *Berggrunden täckt af jord o.d.*

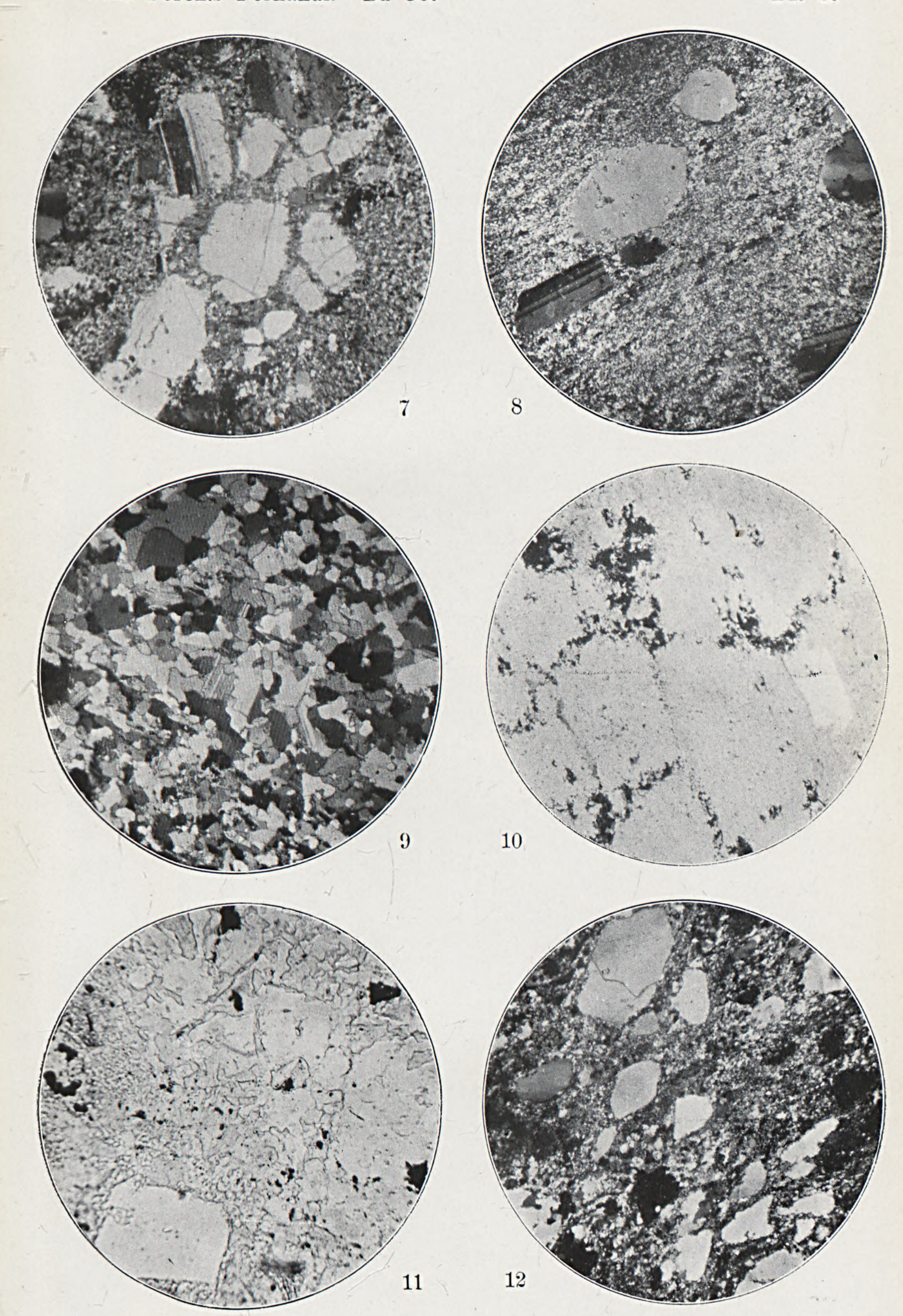
10 m. Höjdskala 1:2000

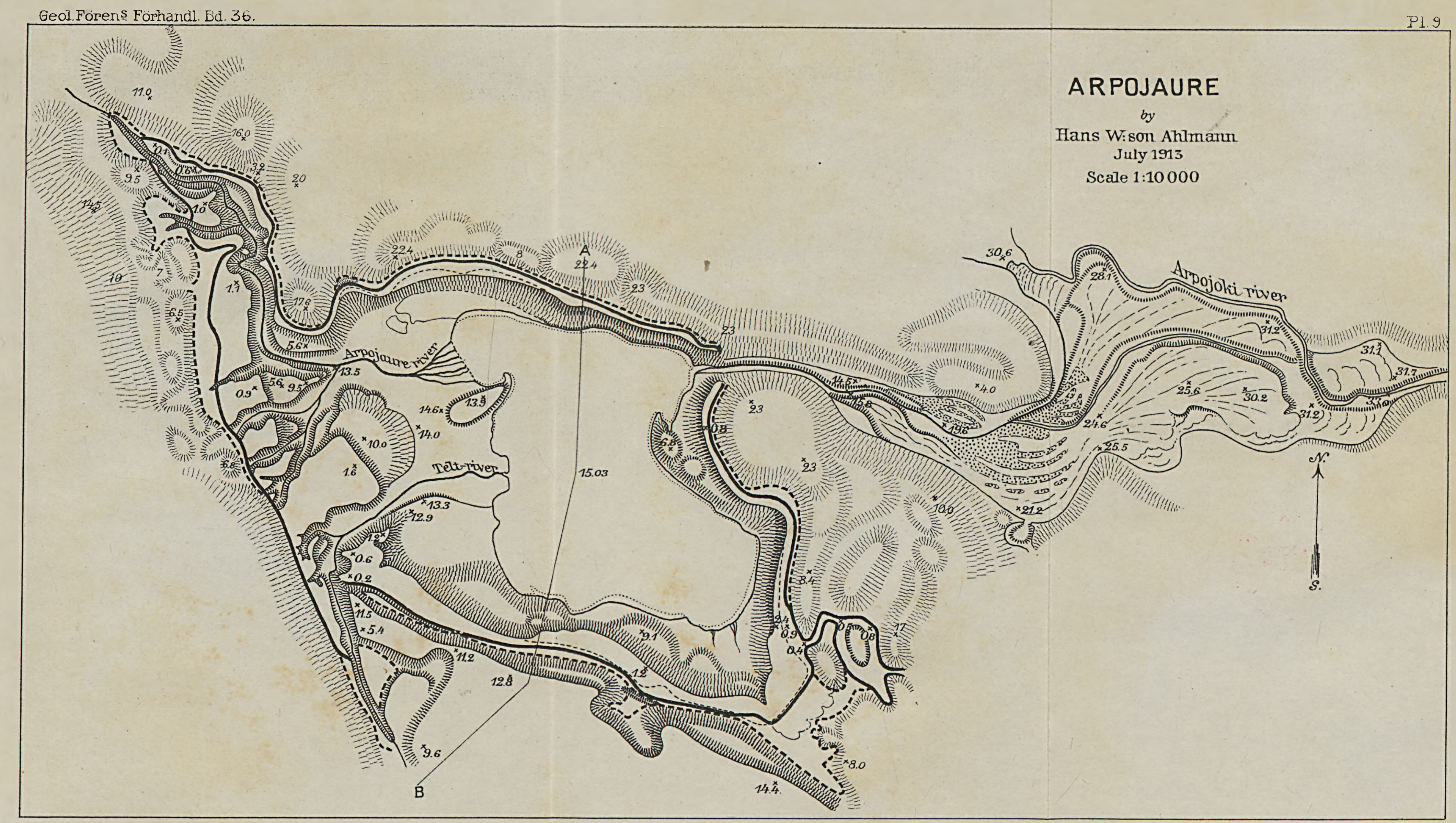
0 20 40 60 80 100 m. Längdskala 1:4000

GENERALST. LITOGR. ANSTALT. STOCKHOLM

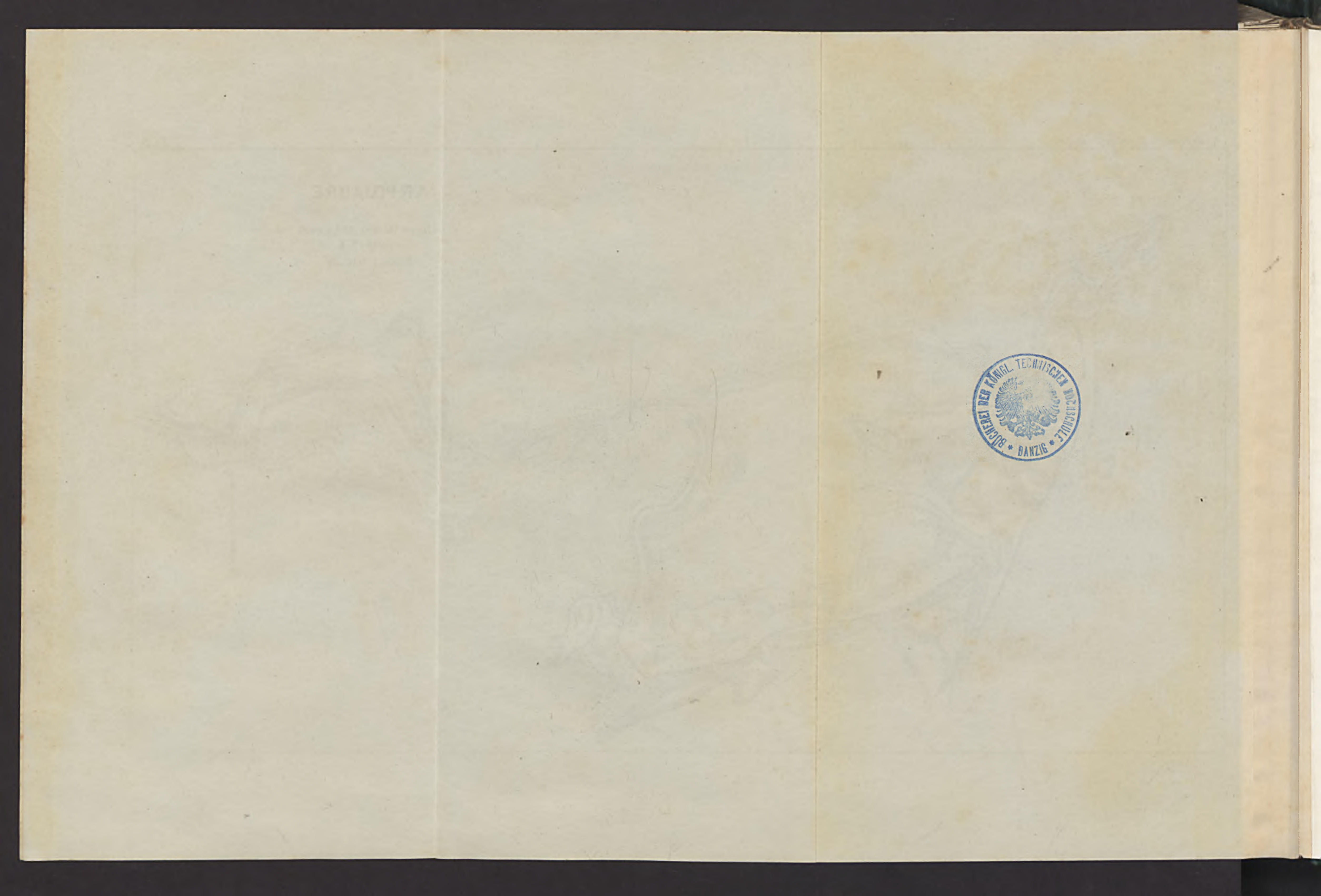

6

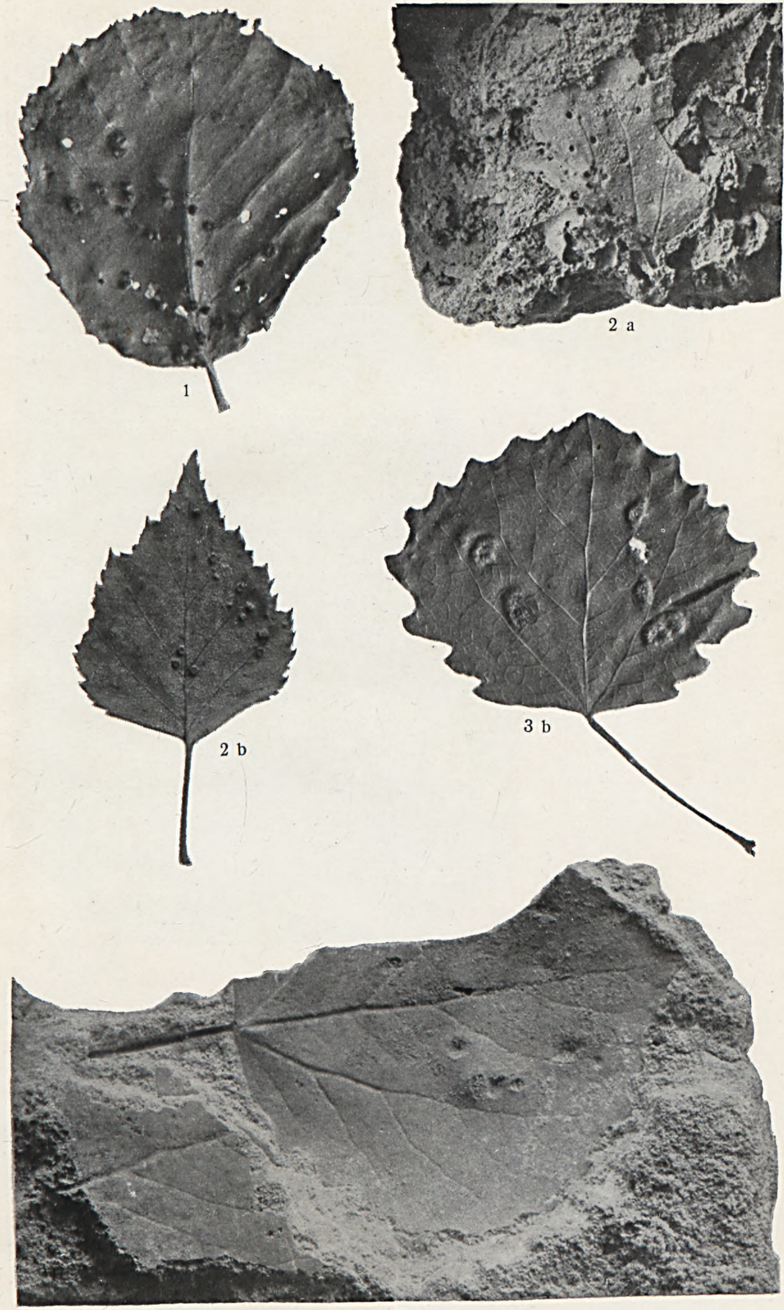

1
2
3
4
5
6


7
8
9
10
11
12



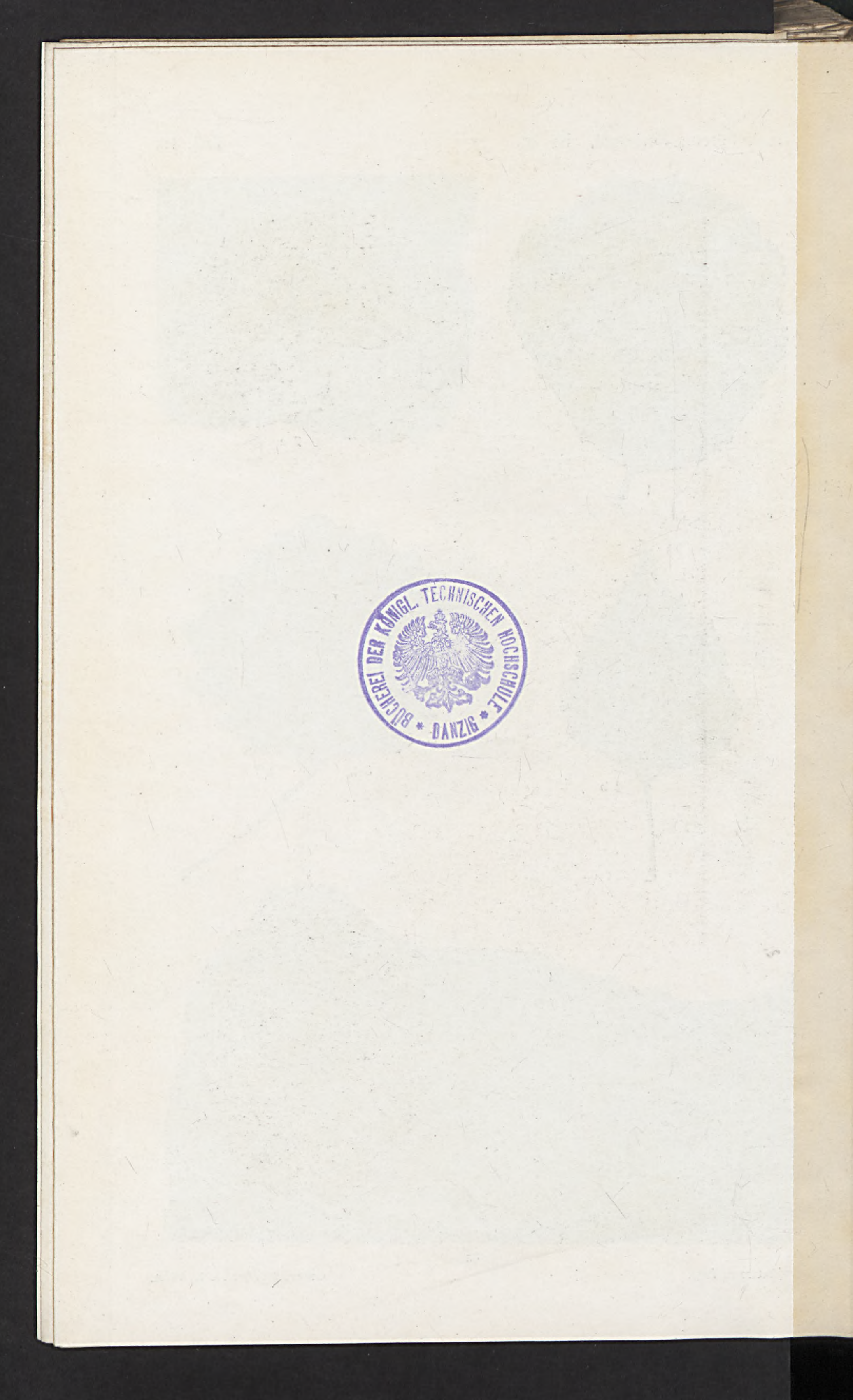
GEN. STAB. LIT. ANST. STOCKH


BÜCHEREI DER KÖNIGL. TECHNISCHEN HOCHSCHULE
* DANZIG *



Mattsson foto.

Cederquists Graf. A.-B., Sthlm.


BÜCHEREI DER KÖNIGL. TECHNISCHEN HOCHSCHULE
DANZIG



Mattsson foto.

Cederquists Graf. A.-B., Sthlm.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
II 15005


BÜCHEREI DER KÖNIGL. TECHNISCHEN HOCHSCHULE
DANZIG


POLITECHNIKA GDAŃSKA
GEOLOGJI

N:o 295 1914 Januari

GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I

STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR

BAND 36

HÄFTE 1.

Innehåll:

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatsers innehåll.

STOCKHOLM

KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER

1914

[140222]

Geologiska Föreningens Sekreterare

träffas i Föreningens angelägenheter å Geologiska Byråns filial *Sergelgatan 2, 2 tr. till höger öfver gården* ***onsdagar och lördagar kl. 4—4,30 e. m. — Kl. 10 f. m. —4 e. m. Rikstel. 968; efter kl. 5 e. m. Rikstel. Wasa 537. Bostad: Västmannagatan 74, 2 tr.***

Föreningens ***ordinarie möten*** *äga rum* ***första helgfria torsdag*** *i månaderna februari, mars, april, maj, november och december. Dagen för januarimötet bestämmes å dec.-sammankomsten.*

I Geologiska Föreningens Förhandlingar må uppsatser — förutom på skandinaviskt språk — införas på engelska, franska eller tyska; dock vare författare skyldig att i de fall, då Styrelsen anser sådant önskvärdt, bifoga en resumé på skandinaviskt språk.

Författare erhåller 75 gratis-exemplar af införda uppsatser.

Referat *honoreras hädanefter sålunda:*

1:a	*sidan*	*eller*	*del*	*däraf*	*efter*	*20*	*öre*	*per*	*tryckrad,*
2:a	»	»	»	»	»	*15*	»	»	»
3:e	»	»	»	»	»	*10*	»	»	»

följ. sidor honoreras icke.

Se G. F. F., Bd 33 (1911), sidd. 479—480.

N:o 301 1914 December

GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I

STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR

BAND 36

HÄFTE 7.

Innehåll:

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatsers innehåll.

STOCKHOLM 1915

KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER

140222

Geologiska Föreningens Sekreterare

träffas i Föreningens angelägenheter å Geologiska Byrån, *Mästersamuelsgatan 44,* ***onsdagar och lördagar kl. 4—4,30 e. m. — Kl. 10 f. m.—4 e. m. Rikstel. 968; efter kl. 5 e. m. Rikstel. Wasa 537. Bostad: Västmannagatan 74, 2 tr.***

Föreningens ***ordinarie möten*** *äga rum* ***första helgfria torsdag*** *i månaderna februari, mars, april, maj, november och december. Dagen för januarimötet bestämmes å dec.-sammankomsten.*

I Geologiska Föreningens Förhandlingar må uppsatser — förutom på skandinaviskt språk — införas på engelska, franska eller tyska; dock vare författare skyldig att i de fall, då Styrelsen anser sådant önskvärdt, bifoga en resumé på skandinaviskt språk.

Författare erhåller 75 gratis-exemplar af införda uppsatser.

Referat *honoreras hädanefter sålunda:*

1:a sidan eller del däraf efter 20 öre per tryckrad,
2:a » » » » » 15 » » »
3:e » » » » » 10 » » »
följ. sidor honoreras icke.

Se G. F. F., Bd 33 (1911), sidd. 479—480.

Å

Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar,

af hvilka årligen 7 nummer utkomma, mottages prenumerati genom Aktiebol. Nordiska bokhandeln i Stockholm.

Genom samma bokhandel kan äfven erhållas

Band	1	af Geol. Föreningens Förhandlingar	à 6 k
»	2—5	» » » »	à 10
»	6—7	» » » »	à 15
»	8	» » » »	à 7,50
»	9—30	» » » »	à 10
»	31	» » » »	à 15
»	32	» » » »	à 30
»	33	» » » »	à 10
»	34	» » » »	à 12
»	35	» » » »	à 10
Generalregister till band	1—5		à 1,50
» » »	6—10		à 2
» » »	11—21		à 3
» » »	22—31		à 3

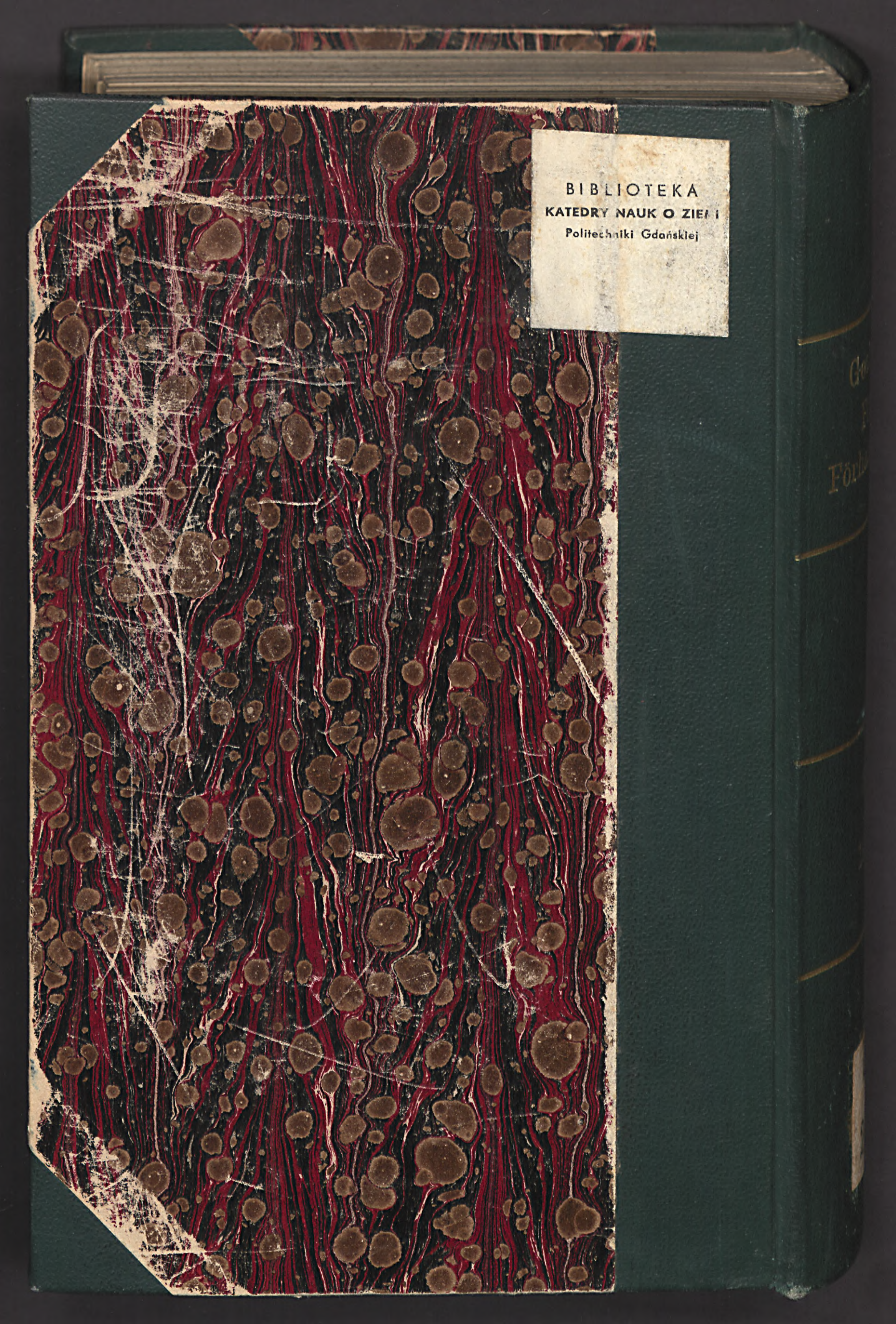
Lösa häften af alla banden till pris beroende på häftenas omfån

I Föreningen *nyinträdande Ledamöter* erhålla genom Ska mästaren de äldre banden af Förhandlingarna och Genera registret till två tredjedelar af det ofvan upptagna bokhandel priset samt lösa häften till likaledes nedsatt pris. Köp minst 10 band, erhållas de för halfva bokhandelspriset.

Uppsatser, ämnade att införas i Förhandlingarna, insänd till Föreningens Sekreterare, Dr A. Gavelin, Geologiska Byrå Stockholm 3. *Åtföljande taflor och figurer böra vara fullt färdi till reproduktion, då de jämte uppsatsen insändas.* — Anmäl om **föredrag** torde i och för annonsering göras *i god tid* h Sekreteraren.

Ledamöternas årsafgifter, hvilka — enligt § 7 af Föreninge stadgar — skola vara inbetalda *senast den 1 april,* insändas t Föreningens Skattmästare, Dr K. A. Grönwall, Geologiska Byrå Stockholm 3, till hvilken Föreningens Ledamöter äfv torde insända uppgift om sina **adresser** och **titlar,** när såda ändras. — Årsafgifter, som ej äro inbetalda till den 1 apr är Skattmästaren skyldig att ofördröjligen **inkräfva.**





BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej